



# Estudio del comportamiento de los sistemas sinópticos migratorios en la Argentina

Seluchi, Marcelo Enrique

1993

Tesis Doctoral

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires

[www.digital.bl.fcen.uba.ar](http://www.digital.bl.fcen.uba.ar)

Contacto: [digital@bl.fcen.uba.ar](mailto:digital@bl.fcen.uba.ar)

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Fuente / source:

Biblioteca Digital de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Tema de Tesis

***ESTUDIO DEL COMPORTAMIENTO DE LOS SISTEMAS  
SINOPTICOS MIGRATORIOS EN LA ARGENTINA***

Autor

*Marcelo Enrique Seluchi*

Director

*Dr. Erich R. Lichtenstein*

Lugar de Trabajo

*Departamento de Ciencias de la Atmósfera  
Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera*

Tesis presentada para acceder al título de  
Doctor de la Universidad de Buenos Aires

-1993-

Tesis  
2574  
y 1



a Nancy

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero expresar mi más sincero y cálido agradecimiento al Dr. Erich R. Lichtenstein, puesto que durante el tiempo que hemos compartido he descubierto en él un brillante profesional y una persona excelente. Gracias a sus invalorable conocimientos y disposición esta Tesis ha podido llegar a su concreción.

Deseo manifestar un agradecimiento muy especial a la Dra. Susana A. Bischoff, quien ha aportado valiosas sugerencias y me ha alentado continuamente en mi trabajo.

Agradezco también al Dr. Mario N. Núñez quien me ha brindado su estímulo y, como Director del CIMA, la posibilidad de contar con el equipamiento y los medios necesarios para realizar mis investigaciones. Reconozco asimismo todo el apoyo brindado por mis compañeros del Departamento de Ciencias de la Atmósfera y del CIMA.

Hago extensivo mi agradecimiento al Servicio Meteorológico Nacional por haber provisto la información necesaria (en especial al personal del archivo por su gentileza), al Servicio Meteorológico del Uruguay por proveer los datos solicitados y al CONICET por haberme otorgado la beca de investigación durante la cual he realizado esta Tesis.

Finalmente agradezco profundamente a Nancy por su comprensión y paciencia.

M.E.S.

## *LISTA DE TABLAS*

<u>Tabla II.I:</u> Índices de inestabilidad calculados, su definición y valores críticos. . . . .	29
<u>Tabla IV.I:</u> Distribución de la cantidad de ciclogénesis elegidas en los distintos años del período analizado.. .	71
<u>Tabla IV.II:</u> Matriz de clasificación del pronóstico de ciclogénesis con tres grupos de clasificación, obtenida a partir de los campos de altura provenientes del ECMWF. . . . .	94
<u>Tabla IV.III:</u> Matriz de clasificación del pronóstico de ciclogénesis con dos grupos de clasificación, obtenida a partir de los campos de altura provenientes del ECMWF.. . . .	95
<u>Tabla IV.IV:</u> Matriz de clasificación del pronóstico de ciclogénesis con tres grupos de clasificación, obtenida a partir de los radiosondeos de Mendoza.. . . .	97
<u>Tabla IV.V:</u> Predictores seleccionados por el ADM a partir de los radiosondeos de Mendoza. . . . .	97
<u>Tabla IV.VI:</u> Matriz de clasificación del pronóstico de ciclogénesis con dos grupos de clasificación, obtenida a partir de los radiosondeos de Mendoza. . . . .	98
<u>Tabla IV.VII:</u> Matriz de clasificación y predictores obtenidos para el pronóstico de ciclogénesis a 24 horas, a partir de los radiosondeos de Mendoza.. . . .	99

<u>Tabla IV.VIII:</u> Porcentaje de acierto alcanzado por los distintos pronósticos realizados. . . . .	101
<u>Tabla IV.IX:</u> Coeficientes de Yule obtenidos para los distintos pronósticos realizados. . . . .	102
<u>Tabla IV.X:</u> Grado de acierto o Skill-Score obtenidos para los distintos pronósticos realizados.. . . .	104
<u>Tabla IV.XI:</u> Matriz de clasificación obtenida para la serie 1983-1984, obtenida a partir del ADM. . . . .	105
<u>Tabla IV.XII:</u> Porcentaje de acierto (A), coeficiente de Yule (Q) grado de acierto (S), obtenido para el pronóstico de ciclogénesis en el Litoral Argentino, a partir de la serie 1983-1984. . . . .	105
<u>Tabla A.I:</u> Rangos de presión correspondientes a los <i>mínimos</i> intensos y débiles en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia para el período 1980-1982. . . . .	110
<u>Tabla A.II:</u> Rangos de presión correspondientes a los <i>máximos</i> más intensos y débiles en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia para el período 1980-1982. . . . .	111



## *RESUMEN*

Las características geográficas de nuestro país lo muestran como un pequeño apéndice continental dentro de un hemisferio eminentemente oceánico. Esta franja de terreno presenta además una verdadera pared orográfica: La Cordillera de los Andes, que modifica notablemente los sistemas de presión provenientes del Océano Pacífico. En consecuencia los resultados alcanzados para el Hemisferio Norte no son estrictamente aplicables a los sistemas sinópticos que afectan a nuestro país.

El presente trabajo tiene como objetivo fundamental analizar la estructura espacial, temporal, dinámica y termodinámica de los sistemas sinópticos migratorios que afectan distintas regiones de la Argentina.

Se utilizaron las series de presión en superficie y los datos aerológicos de las estaciones Resistencia ( $27^{\circ} 28'S$ ,  $58^{\circ} 59'O$ ), Ezeiza ( $34^{\circ} 49'S$ ,  $58^{\circ} 32'O$ ) y Comodoro Rivadavia ( $45^{\circ} 47'S$ ,  $69^{\circ} 30'O$ ) para el período 1976-1982. Se emplearon también los campos de altura geopotencial en los niveles de 1000 y 500 hPa, provenientes de los análisis del Centro Europeo de Pronóstico a Mediano Plazo (ECMWF) para el período 1980-1982.

A partir de las series de presión en superficie se seleccionaron tres máximos y tres mínimos báricos para cada mes del período analizado, en cada una de las estaciones aerológicas mencionadas. Esta elección se efectuó considerando la existencia de un tiempo de independencia de cinco días en las series de presión.

Para los máximos y mínimos báricos seleccionados se calcularon los sondeos medios, sus anomalías respecto del promedio 1959-1984 y las distribuciones en frecuencias de los gradientes térmicos, algunos índices de inestabilidad y del viento.

Se obtuvieron también las marchas medias de anomalías de temperatura, altura geopotencial, humedad (relativa y específica), índices de inestabilidad, temperatura potencial equivalente y viento, dentro de los cinco días previos y posteriores al pasaje de los sistemas por las respectivas estaciones.

Utilizando los análisis provistos por el ECMWF se computaron además los campos medios de altura geopotencial, de espesor 500/1000 hPa y sus respectivas anomalías.

Todos los cálculos se efectuaron para los máximos y mínimos de presión a lo largo del año y para los veranos e inviernos en forma separada. Se realizó además una clasificación de los sistemas de acuerdo a su intensidad.

En general los sistemas investigados presentan mayor intensidad durante el invierno, especialmente sobre latitudes más bajas.

Los máximos y mínimos báricos investigados corresponden, en general, a sistemas baroclínicos migratorios. Esto es particularmente evidente en Comodoro Rivadavia, donde las mayores anomalías de altura se localizan en la tropósfera superior, mientras que los sistemas sobre Resistencia se limitan sólo a los niveles bajos y medios de la tropósfera.

Durante el verano las anomalías de altura geopotencial presentan una disminución en módulo con la altura menos acentuada, lo que denota una menor baroclinicidad. Esta característica resulta más acentuada para los máximos de presión en Resistencia y Ezeiza.

Previamente al pasaje de un mínimo de presión en superficie tiene lugar el pasaje de una cuña anticiclónica sobre la tropósfera superior, conjuntamente con un paulatino aumento de la temperatura, humedad e inestabilidad, que conduce con frecuencia a fenómenos convectivos en Ezeiza y más especialmente en Resistencia. La probabilidad de convección aumenta apreciablemente en verano sobre Resistencia y Ezeiza, y es escasa sobre Comodoro Rivadavia durante todo el año.

Posteriormente al pasaje de un mínimo de presión se produce un enfriamiento, secamiento y estabilización de la atmósfera, señalando el pasaje de frentes fríos (excepto en verano sobre Resistencia) seguidos de la posterior entrada de un sistema de alta presión. Los mínimos de presión sobre Comodoro Rivadavia corresponden, en su mayoría, a sistemas ocluidos durante el



invierno y a frentes fríos en el verano.

Los máximos de presión están relacionados, en promedio, a extensos anticiclones migratorios que se desplazan por detrás de frentes fríos, por lo que tienen lugar luego de un descenso de temperatura y de un secamiento y estabilización de la masa de aire presente.

Se confirma a través de los campos medios de altura geopotencial, que los máximos de presión sobre Resistencia corresponden en general a anticiclones con trayectorias al sur de la misma, mientras que los sistemas que tienen lugar en Comodoro Rivadavia se trasladan preferentemente al norte de esta estación.

Los mapas medios muestran que en general la repercusión de los sistemas sobre el campo de 500 hPa es relativamente escasa, lo que confirma una fuerte componente térmica en los máximos y mínimos investigados.

La rotación del viento con la altura indica la presencia de advección cálida (fría) en los días previos al pasaje de un mínimo (máximo) de presión y de advección fría (cálida) en los días posteriores, hecho que resulta coherente con la marcha de temperatura observada.

A través de los campos de anomalías de altura geopotencial y de espesor 500/1000 hPa, se investigó la influencia de la orografía sobre los sistemas migratorios de presión.

La presencia de la Cordillera de los Andes motiva la propagación de los sistemas de presión hacia latitudes más bajas, principalmente en la tropósfera inferior. La influencia orográfica sobre los mínimos de presión se debe fundamentalmente al acercamiento de una perturbación ciclónica en la tropósfera media que provoca el aumento de la velocidad del viento sobre la cordillera, con el consiguiente descenso de presión a sotavento de los Andes. Los máximos de presión se ven también afectados por la orografía, puesto que la Cordillera de los Andes actúa como un dique contenedor de las masas de aire que se dirigen hacia el oeste en la parte norte del anticiclón, favoreciendo la acumulación de



aire frío sobre la falda oriental y contribuyendo a mantener o intensificar al sistema.

La influencia de la orografía en los niveles medios de la atmósfera se hace muy poco evidente dentro de la escala sinóptica, por lo que el campo de espesor 500/1000 hPa muestra mayores perturbaciones a sotavento de la cordillera, evidenciando una mayor variabilidad térmica sobre estas regiones.

El efecto de la Cordillera de los Andes sobre los sistemas migratorios de alta y baja presión se manifiesta durante todo el año, aunque presenta su mayor intensidad en invierno.

Otro aspecto que se estudia en particular son las condiciones sinópticas asociadas a la formación de ciclones en el Litoral Fluvial Argentino.

Si bien la bibliografía es amplia con respecto a la influencia de las cadenas montañosas del Hemisferio Norte, estos resultados no son aplicables estrictamente al problema de la Cordillera de los Andes, puesto que la forma de la orografía influye sobre las características de las ciclogénesis. Por otra parte la formación de ciclones a sotavento de los Andes tiene lugar generalmente a una distancia mayor de 900 Km del obstáculo orográfico, por lo que no se trataría de ciclogénesis a sotavento de cadenas montañosas en un sentido clásico.

Se definió para este estudio un área testigo delimitada por los paralelos 25 y 40°S y los meridianos 65 y 50°O, dentro de la cual se eligieron todas las ciclogénesis que condujeran a sistemas con más de dos isobaras cerradas, en mapas analizados cada 3 hPa, y que presentaran vientos superiores a 20 nudos. El período investigado comprendió los años 1980 a 1984.

A partir de las 54 situaciones seleccionadas se obtuvieron los campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa, desde cinco días antes del evento. Se calcularon también las anomalías respecto del período 1980-1984.

Las ciclogénesis del Litoral Argentino se producen

preferentemente durante el invierno y la primavera, disminuyendo su frecuencia en verano y principios del otoño.

La situación sinóptica desencadenante de este tipo de fenómeno se caracteriza por el desplazamiento de una perturbación ciclónica fría sobre latitudes más bajas de lo habitual, cuya intensidad aumenta con la altura. Este comportamiento indicaría que las ciclogénesis del litoral pueden estar ligadas al pasaje de depresiones segregadas.

La perturbación en superficie se dirige lentamente hacia el continente sufriendo una interrupción en el momento de cruzar la Cordillera de los Andes, regenerándose a sotavento sobre latitudes algo menores. El ahondamiento de la Depresión del Noroeste Argentino y el acercamiento de la perturbación ciclónica en la tropósfera media favorecen la intensificación (frontogénesis) de una zona baroclínica semiestacionaria sobre el centro del país.

Las ciclogénesis del Litoral Argentino corresponden a desarrollos de ciclones frontales que tienen lugar sobre la región de mayor contraste térmico, en el momento en que el eje de una vaguada de onda corta en 500 hPa cruza la Cordillera de los Andes.

La aparición de anomalías positivas de altura al sur de 50°S y el lento desplazamiento de los sistemas en la tropósfera media, sugeriría que este tipo de fenómeno puede vincularse en algunas oportunidades con situaciones de bloqueo.

Cabe destacarse que la situación sinóptica media relacionada con las ciclogénesis del litoral, difiere totalmente de la que tiene lugar durante el pasaje de sistemas frontales.

Las ciclogénesis estivales presentan algunas diferencias respecto de las invernales, pues parecen estar ligadas a perturbaciones de longitud menor y no se vinculan, en promedio, con perturbaciones en la tropósfera baja que incursionen desde el Océano Pacífico.

A través de la ciclogénesis del 2 de julio de 1983 se ha estudiado la incidencia de algunos procesos físicos sobre este tipo



de evento, por medio de la ecuación de las tendencias. El campo de tendencias b́aricas calculado a partir de esta ecuación presenta un alto grado de semejanza con el observado a las 12 UTC del día mencionado. El calor latente liberado por la precipitación y las variaciones en el nivel de 500 hPa debido al pasaje de una intensa vaguada, son los factores que más contribuyeron al descenso de la presión en superficie. La advección de espesor tiene una importancia relativamente menor sobre la intensificación del sistema, pero influye sobre la trayectoria del ciclón. El movimiento vertical constituyó un factor importante, contribuyendo negativamente a la ciclogénesis.

Haciendo uso del Análisis Discriminante Multivariado se han desarrollado métodos objetivos de predicción para las ciclogénesis del Litoral Argentino.

Los pronósticos efectuados a partir de los análisis del ECMWF presentan el mayor grado de acierto (cercano al 90% en la discriminación con dos grupos) y permiten predecir al fenómeno con una antelación máxima de 48 horas.

Los predictores que resultaron significativos tienen en cuenta la intensidad y ubicación de las ondas en la tropósfera media, el desplazamiento de las anomalías de superficie a través de la Cordillera de los Andes, el índice de circulación zonal en superficie y la baroclinicidad existente sobre el centro del país.

Los radiosondeos de Mendoza también permiten efectuar un pronóstico con un grado de acierto similar, para un plazo máximo de 24 horas.

# INDICE

AGRADECIMIENTOS

LISTA DE TABLAS

RESUMEN

INDICE

CAPITULO I	INTRODUCCION . . . . .	1
1.	INTRODUCCION . . . . .	1
1.1	Algunos estudios sobre ciclones y anticiclones . . . . .	1
1.1.1	Primeras investigaciones . . . . .	1
1.1.2	Corriente en chorro y baroclinicidad . . . . .	3
1.1.3	Estudios sobre ciclones . . . . .	4
1.1.4	Estudios sobre anticiclones . . . . .	5
1.2	Ciclones a sotavento de cadenas montañosas . . . . .	6
1.2.1	Consideraciones generales . . . . .	6
1.2.2	Ciclogénesis sobre el Litoral Fluvial Argentino . . . . .	9
1.2.3	Mecanismos físicos desencadenantes de ciclogénesis a sotavento de cadenas montañosas . . . . .	11
1.2.4	Estudios en escala global . . . . .	13
2.	OBJETIVOS PROPUESTOS . . . . .	15
2.1	Consideraciones generales . . . . .	15
2.2	Objetivo general . . . . .	16
2.3	Objetivos particulares . . . . .	17
CAPITULO II	ESTRUCTURA VERTICAL Y TEMPORAL . . . . .	18
1.	INFORMACION UTILIZADA . . . . .	18
2.	ELECCION DE EXTREMOS DE PRESION . . . . .	20
3.	SONDEOS MEDIOS . . . . .	22
3.1	Sondeos medios anuales . . . . .	22
3.2	Sondeos medios estacionales . . . . .	23

4. ANOMALIAS MEDIAS . . . . .	24
4.1 Anomalías medias anuales . . . . .	24
4.2 Anomalías medias estacionales . . . . .	25
4.2 significancia estadística . . . . .	25
5. GRADIENTES TERMICOS . . . . .	27
5.1 Mínimos . . . . .	27
5.2 Máximos . . . . .	28
6. INDICES DE INESTABILIDAD . . . . .	29
6.1 Mínimos . . . . .	29
6.2 Máximos . . . . .	30
7. VIENTO . . . . .	31
7.1 Mínimos . . . . .	31
7.2 Máximos . . . . .	32
8. EVOLUCION TEMPORAL DE VARIABLES ATMOSFERICAS DURANTE EL PASAJE DE MAXIMOS Y MINIMOS DE PRESION . . . . .	33
8.1 Marchas medias anuales . . . . .	34
8.1.1 Mínimos . . . . .	34
8.1.2 Máximos . . . . .	36
8.2 Comportamiento estacional de los sistemas de presión . . . . .	37
8.2.1 Mínimos . . . . .	37
8.2.2 Máximos . . . . .	39
8.3 Viento . . . . .	40
8.3.1 Mínimos . . . . .	40
8.3.2 Máximos . . . . .	42
9. INCIDENCIA DE LOS SISTEMAS SOBRE LAS DISTINTAS ESTACIONES . . . . .	43
9.1 Mínimos . . . . .	43
9.2 Máximos . . . . .	44
10. CONCLUSIONES DEL CAPITULO II . . . . .	45
<b>CAPITULO III ESTRUCTURA ESPACIAL . . . . .</b>	<b>48</b>
1. INFORMACIÓN UTILIZADA . . . . .	48
2. CAMPOS MEDIOS ASOCIADOS A LOS SISTEMAS MIGRATORIOS	



DE PRESION . . . . .	49
2.1 Campos anuales . . . . .	50
2.1.1 Mínimos . . . . .	50
2.1.2 Máximos . . . . .	53
2.2 Campos estacionales . . . . .	55
2.2.1 Mínimos . . . . .	55
2.2.2 Máximos . . . . .	57
3. INFLUENCIA DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES . . . . .	59
3.1 Mínimos . . . . .	60
3.2 Máximos . . . . .	61
3.3 Máximos y mínimos de presión sobre Mendoza . . . . .	63
4. CONCLUSIONES DEL CAPITULO III . . . . .	64
<b>CAPITULO IV CICLOGENESIS SOBRE EL LITORAL FLUVIAL ARGENTINO . . . . .</b>	<b>67</b>
1. ALGUNAS CONSIDERACIONES PRELIMINARES . . . . .	67
2. INFORMACION UTILIZADA . . . . .	68
3. ELECCION DE CASOS DE CICLOGENESIS . . . . .	69
4. SITUACION SINOPTICA ASOCIADA A LA OCURRENCIA DE CICLOGENESIS EN EL LITORAL ARGENTINO . . . . .	72
4.1 Campos medios . . . . .	72
4.2 Campos de anomalías medias . . . . .	74
4.3 Ciclogénesis estivales . . . . .	77
4.4 Análisis de radiosondeos . . . . .	78
4.5 Diferencias entre casos de ciclogénesis y pasajes frontales . . . . .	80
5. LA CICLOGENESIS DEL 2 DE JULIO DE 1983. . . . .	81
5.1 Introducción . . . . .	81
5.2 La situación sinóptica . . . . .	82
5.3 Análisis de las tendencias de presión . . . . .	85
6. METODOS OBJETIVOS DE PRONOSTICO . . . . .	91
6.1 Introducción . . . . .	91
6.2 Pronóstico de ciclogénesis a partir de campos de altura . . . . .	92
6.3 Pronóstico de ciclogénesis a partir datos aerológicos . . . . .	96

6.4 Verificación de los pronósticos . . . . .	99
6.4.1 Porcentaje de aciertos . . . . .	100
6.4.2 Coeficiente de asociación de Yule . . .	101
6.4.3 Grado de acierto o Skill-Score . . . . .	103
6.4.4 Verificación del pronóstico con una serie independiente . . . . .	104
6.4.5 Análisis de las situaciones clasificadas como "desaciertos" . . . . .	106
7. CONCLUSIONES DEL CAPITULO IV . . . . .	107
ANEXO I . . . . .	110
ANEXO II . . . . .	118
APENDICE I . . . . .	123
APENDICE II . . . . .	125
APENDICE III . . . . .	130
REFERENCIAS . . . . .	136
LISTA DE FIGURAS	
FIGURAS . . . . .	146



# *CAPITULO I*

## *1-INTRODUCCION*

### **1.1 Algunos estudios sobre ciclones y anticiclones**

#### **1.1.1 Primeras investigaciones**

Los términos ciclón y anticiclón se utilizan frecuentemente para referirse a sistemas de circulación asociados con áreas de baja y alta presión respectivamente.

Fitz Roy (1863), sólo unos pocos años después de los primeros experimentos de análisis sinóptico en superficie, propuso un primer modelo de ciclón extratropical. En él destacó que estos sistemas estaban compuestos por dos masas de aire con diferentes temperaturas, una cálida de origen subtropical y otra más fría proveniente de regiones polares. Aunque el modelo de Fitz Roy fue rápidamente olvidado la idea de la necesidad de una discontinuidad en las masas de aire perduró y fue luego tratada por Blasius (1875), entre otros.

Hacia el final de la Primera Guerra Mundial Bjerknes (1918) analizó un gran número de ciclones extratropicales sobre los países escandinavos y, ayudado por una mejor red de observación, encontró que el aire frío penetra como una cuña debajo del aire caliente, estableciendo además zonas preferenciales de nubosidad y precipitación.

Cuando comenzaba la Segunda Guerra Mundial se agudizó la necesidad de realizar pronósticos del tiempo más exactos. En este sentido Sutcliffe (1939) sostuvo que el desarrollo de los sistemas de presión está dado por la diferencia residual que existe entre la divergencia en niveles altos y bajos de la tropósfera. Posteriormente Hess (1945) encontró que las mayores variaciones interdiurnas de la presión se producen en la baja tropósfera y en la alta tropósfera y baja estratósfera. Ese mismo año Haurwitz (1945) intenta pronosticar, sin gran éxito, los cambios de presión en función de procesos advectivos.

Con el objeto de avanzar en la obtención de reglas de pronóstico para el movimiento y profundización de sistemas de presión, Austin (1947) estudió cuatro años de mapas sinópticos diarios (1944-1947) investigando las profundizaciones y debilitamientos de los ciclones, en relación con el gradiente de temperatura y la estabilidad vertical. Las observaciones indicaron que los cambios en la intensidad de los sistemas no pueden ser pronosticados solamente a partir de esos factores.

Fleagle (1947 y 1948) realiza importantes trabajos donde se tratan estadísticamente las conexiones entre los campos de advección de temperatura, el movimiento vertical y los cambios locales de presión a través de la tropósfera y baja estratósfera, para el caso de pasajes de sistemas migratorios de presión. Este autor investiga además las zonas de convergencia y divergencia relativas a las posiciones de las correspondientes cuñas y vaguadas.

Un paso muy importante en el entendimiento de los procesos que involucran el movimiento e intensificación de los sistemas de presión fue la divulgación de la Teoría del Desarrollo de Sutcliffe (1947), que fue luego detenidamente analizada por Petterssen (1956)



y que sirvió como punto de partida de numerosos trabajos. Sobre esta base Petterssen y otros (1955) realizaron un pronóstico del desarrollo de ciclones utilizando diferencias finitas, obteniendo resultados promisorios.

### **1.1.2 Corriente en chorro y baroclinicidad**

A fines de la década del cuarenta, con el inicio de los primeros sondeos aerológicos en forma operativa, se descubre una estrecha franja de vientos muy fuertes (la corriente en chorro) que comienza a ser relacionada con la posición e intensidad del frente polar y con la formación e intensificación de sistemas ciclónicos. En este sentido pueden destacarse los trabajos de Palmén (1948), Palmén y Newton (1948), Palmén y Nagler (1948), Hess (1948) y McIntire (1955) entre muchos otros que, sobre la base de cortes verticales, vinculan la corriente en chorro con zonas de mayor baroclinicidad asociadas al pasaje de sistemas migratorios de presión.

Mc Clain y Danielsen (1955) también por medio de cortes verticales analizan la baroclinicidad de tres sistemas distintos, concluyendo que también existen sistemas que si bien son baroclínicos y muestran un descenso de temperatura luego de su pasaje, no corresponden al modelo de zona hiperbaroclínica asociada a los frentes.

Dentro de área sudamericana Schwerdtfeger y Martin (1964) realizaron también cortes verticales promedio utilizando datos de Argentina y Chile y, posteriormente, Hordij y Bordón (1987) realizaron una estadística de la posición media de las corrientes en chorro polar y subtropical, de la ubicación y altura de los vientos máximos y tropopausas, y del avance de los frentes.

Más recientemente Bischoff (1988) realizó una descripción (a través de las series de altura geopotencial y temperatura en las estaciones Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia) de las variaciones cuasiperiódicas en la tropósfera y baja estratósfera, con énfasis en la escala sinóptica. En este trabajo se infiere que la corriente en chorro polar en invierno estaría al sur de Ezeiza y en verano sobre Comodoro Rivadavia o levemente al sur, mientras que las tropopausas (tomando todo el año) estarían ubicadas en 200 hPa en Resistencia y Ezeiza y en 250 hPa sobre Comodoro Rivadavia.

### 1.1.3 Estudios sobre ciclones

Sin duda uno de los mayores adelantos de las últimas décadas en materia observacional consistió en la posibilidad de utilizar datos e imágenes satelitales. Sobre esta base Zillman y Price (1972) analizan una serie de ciclones frontales sobre Australia, estableciendo en forma cualitativa la estructura térmica tridimensional de un ciclón maduro, así como el nivel de la tropopausa y el campo nuboso; realizan además (a partir de la secuencia de fotos) un esquema de las distintas etapas de desarrollo del sistema.

Continuando con este tipo de investigación Streten y Troup (1973) determinaron distintos patrones nubosos que definen diferentes estados de desarrollo de vórtices ciclónicos. Este importante trabajo, que sirvió luego como base para muchos otros, analiza además las anomalías de altura geopotencial en distintos niveles atmosféricos siguiendo las trayectorias de los ciclones.

Entre los trabajos más recientes Parker y otros (1989) a través de la investigación de 22 ciclones en 500 hPa sobre la parte sudeste de Norteamérica, revelaron que las ciclogénesis en ese



nivel están precedidas por un flujo anormalmente difluente.

Manobianco (1989) describe aspectos observacionales sobre ciclogénesis explosivas en Estados Unidos para el período 1980-1984, utilizando datos del Centro Europeo de Pronóstico a Mediano Plazo (ECMWF). Investigando la estructura de estos sistemas, el autor revela que se trata de fenómenos en los cuales el rápido desarrollo en presencia de fuertes corrientes en la tropósfera superior es realizado por la gran inestabilidad en la baja tropósfera.

Orlanski y Katzfey (1991) estudiaron la energética de un caso particular de ciclón frontal a través de un modelo, utilizando datos del ECMWF y estableciendo que los ciclones en el Hemisferio Sur se desarrollan (a diferencia del Hemisferio Norte) bajo la influencia de una doble corriente en chorro, especialmente sobre las extensas zonas del Océano Pacífico e Indico. En el caso analizado la advección de altura geopotencial a través de la componente ageostrófica del viento, aparece como el factor de mayor peso en el desarrollo del sistema.

#### **1.1.4 Estudios sobre anticiclones**

Con referencia al estudio particular de anticiclones, algo menos frecuente en la literatura, Wexler (1951) estableció que los sistemas que cruzan las regiones frías de Canadá se generan a partir de la convergencia de masa y del enfriamiento radiativo o advectivo. Establece también dos tipos de anticiclones: los polares que generalmente son chatos e intensos, caracterizados por un movimiento rápido y que se originan al norte de los cinturones de vientos del oeste, y los anticiclones cálidos o dinámicos que resultan lentos y abarcan toda la tropósfera. Sin embargo años

más tarde Ramage (1971) encontró que ciertos anticiclones combinan una capa superficial fría con la tropósfera cálida de los sistemas dinámicos.

Johnson (1948) estudió estadísticamente los distintos tipos de anticiclones que se desarrollan en la Bahía de Hudson, deduciendo que en los períodos de bajo índice de circulación zonal se favorece el desarrollo de anticiclones fríos en las zonas donde la pérdida por radiación es mayor.

Dallavalle y Bosart (1975) realizaron una estadística de los anticiclones que cruzan Canadá y Estados Unidos, estableciendo distintos comportamientos. La mayoría de estos sistemas se debilitan a medida que se trasladan hacia el sudeste en dirección del Golfo de México, donde se transforman en sistemas dinámicos.

Según Lichtenstein (1989) los anticiclones que afectan a la República Argentina penetran preferentemente desde el Océano Pacífico al sur de los  $38^{\circ}\text{S}$ , en conexión con el avance de frentes fríos. Una vez sobre el continente estos sistemas se ven intensificados, pues la Cordillera de los Andes actuaría como un dique contenedor de las masas de aire que circulan hacia el oeste en la parte norte del anticiclón.

## **1.2 Ciclones a sotavento de cadenas montañosas**

### **1.2.1 Consideraciones generales**

Desde tiempos remotos se ha intentado estudiar en qué medida y de qué manera las cadenas montañosas afectan a los sistemas de



presión.

Von Ficker (1920) estudió las ciclogénesis al sur de los Alpes haciendo un seguimiento de centros isalobáricos negativos, concluyendo que estos fenómenos se deben al flujo libre del aire frío al oeste de los Alpes en contraste con un retardo del aire frío y un efecto Foëhn a sotavento.

Petterssen (1941), quien realizó una climatología de las ciclogénesis sobre América del Norte, estableció que el desarrollo de ciclones se produce preferentemente a sotavento de barreras orográficas (las Rocallosas en América del Norte). Estos resultados fueron ratificados por Chung y otros (1976) quienes utilizaron la técnica de Petterssen analizando subjetivamente los mapas sinópticos del año 1958 para Norteamérica.

Miller y Mantis (1947) extendieron el trabajo de Petterssen a ambas costas asiáticas, estudiando 222 ciclones. En este caso las zonas de mayor número de ciclogénesis correspondieron a áreas oceánicas rodeadas por terrenos más altos o a regiones ubicadas a sotavento de cadenas montañosas.

Blackmon (1977) estudió la distribución geográfica de la varianza de presión en superficie y de la altura geopotencial de 300 hPa y, filtrando las perturbaciones que no pertenecían a la escala sinóptica (2.5 a 10 días), encontró también ciclogénesis a sotavento de las mayores barreras orográficas del Hemisferio Norte.

Centrando la atención sobre el Hemisferio Sur Díaz (1953) analizó la distribución de la presión en superficie, concluyendo que un aumento de la circulación zonal en el Océano Pacífico, entre Valparaíso y la Isla Guafo conduce a un descenso de la presión a



sotavento de los Andes y viceversa. Por otra parte la vaguada formada al este de la cordillera, luego de alcanzar su máxima intensidad, se transforma en migratoria amortiguándose rápidamente.

Taljaard (1967) analizó el desarrollo, distribución y movimiento de ciclones y anticiclones. En este trabajo establece que el número de ciclogénesis que se producen sobre la región subtropical de América y su mar adyacente, es considerablemente mayor que en otras regiones ubicadas a la misma latitud.

Siguiendo el mismo criterio, las investigaciones realizadas dentro del denominado proyecto "Análisis Sinóptico del Atlántico y Pacífico Sur" (ASPAS) llevado a cabo por el Servicio Meteorológico de la Armada de la República Argentina (SMARA) (ASPAS Tomo I 1971), publicados también por Rivero y Bischoff (1971), determinan que la mayor cantidad de ciclogénesis sobre la Argentina tiene lugar al este de 55°W, siendo prácticamente nulas inmediatamente al oeste de la Cordillera de los Andes.

Streten y Troup (1973), quienes realizan una clasificación de los tipos nubosos de vórtices ciclónicos en base a imágenes satelitarias diarias, encontraron que la región sudamericana es una de las preferidas para la ocurrencia de ciclogénesis.

Carleton (1979) utilizando imágenes satelitarias bidiurnas para los inviernos de los años 1973 a 1977 y siguiendo el esquema de clasificación de Streten y Troup, obtuvo que los máximos de ciclogénesis hallados por estos últimos autores se desplaza hacia el continente en invierno, y en especial sobre el Litoral Argentino.

Rivero y Ereño (1978) destacan también que las ciclogénesis del Litoral Argentino ocurren preferentemente en invierno, dis-

minuyendo en las estaciones intermedias y en verano. En concordancia con estos autores Gan y Rao (1991) arriban también a las conclusiones similares, utilizando mapas sinópticos del período 1979-1988.

Yasunari (1977) utilizó imágenes satelitarias diarias para el año 1969, encontrando que una de las cuatro áreas preferenciales para la formación de ciclones en el Hemisferio Sur es la costa Sudeste de Sudamérica (sur de Brasil, Uruguay y el Litoral Argentino). Este resultado fue también ratificado algo más recientemente por Physick (1981) quien empleó la técnica de Blackmon.

#### **1.2.2 Ciclogénesis sobre el Litoral Fluvial Argentino**

Dentro de la literatura argentina, desde varias décadas atrás se encuentran trabajos sobre el comportamiento de ciclones y anticiclones.

Hessling (1923) en una publicación del Servicio Meteorológico Nacional (S.M.N.) en base a datos del período 1913-1922, distingue dos tipos de depresiones que afectan a nuestro país: las de origen térmico que tienen lugar sobre el Noroeste de la Argentina, limitándose a las capas inferiores de la tropósfera y de muy lento desplazamiento, y las depresiones que tienden a moverse hacia el Sudeste. Destaca además que especialmente los sistemas ciclónicos que en principio se mueven hacia el Noreste se convierten con frecuencia en verdaderos ciclones, que producen grandes precipitaciones sobre el Litoral Argentino. Según Hessling estos ciclones se producen en conexión con un anticiclón en el Sur, por lo pueden esperarse cuando la presión es baja en el centro o norte del país y sube marcadamente en el Sur. Este resultado es



ratificado, de alguna manera, por Grandoso y Núñez (1954) para quienes las situaciones de bloqueo suelen vincularse con la formación de las ciclogénesis del litoral.

Woelcken (1954) distingue tres tipos de depresiones: las térmicas, las subpolares y las del litoral. Estas últimas se formarían cuando una potente zona frontal queda estacionaria sobre el centro del país y comienza a evolucionar en forma de una onda con la llegada de una vaguada superior desde el OSO, o eventualmente cuando la depresión térmica del Noroeste Argentino se convierte en dinámica. Sin embargo, Lichtenstein (1980), quien estudió exhaustivamente los mecanismos de formación de la depresión termorográfica del Noroeste Argentino, demostró estadísticamente que no existe conexión alguna entre la intensidad de esta última y las ciclogénesis del litoral.

Schwerdtfeger (1954) sostiene que las depresiones activas del Litoral Argentino se forman cuando se reúnen las siguientes condiciones:

- 1- corrientes conducentes en forma de vaguada en capas medias y altas
- 2- una masa caliente y muy húmeda en las capas inferiores sobre el noreste de la Argentina
- 3- la superposición de un sistema catalobárico que inicie la circulación ciclónica en la masa húmeda. Schwerdtfeger enfatiza además la importancia de la divergencia en niveles altos para la profundización del sistema.

Rivero (1971) sostiene, en coincidencia con Woelcken, que las ciclogénesis del litoral se deben en general a la superposición de la parte delantera de una vaguada en la tropósfera media, con un frente semiestacionario en superficie.

Necco (1982a, 1982b, 1982c) además de realizar una recopilación de trabajos sobre el comportamiento de vórtices ciclónicos en Sudamérica, destaca que las ciclogénesis del Litoral Argentino están fuertemente influenciadas por flujos difluentes en altura y sugiere como factor principal de su ocurrencia a la advección de vorticidad.

Más recientemente Jusem y Atlas (1991) investigan un caso particular de ciclogénesis en el Río de la Plata (estudiado anteriormente por Núñez y Ciappesoni (1986)) a través de la ecuación de las tendencias, encontrando claras evidencias de la influencia de la Cordillera de los Andes, por ejemplo a través del aumento de la divergencia por la presencia del obstáculo orográfico y de la forma de dipolo que presentaban los distintos campos.

### **1.2.3 Mecanismos físicos desencadenantes de ciclogénesis a sotavento de cadenas montañosas**

Para intentar comprender los procesos que provocan las ciclogénesis a sotavento de cadenas montañosas se han llevado a cabo numerosas investigaciones. Una de las primeras fue realizada por Newton (1956) quien estudió exhaustivamente un caso típico de intensificación de un ciclón a sotavento de las Rocallosas. En este caso el período de máximo desarrollo tiene lugar cuando la zona de máximos movimientos de ascenso en 500 hPa (debajo de la corriente en chorro y en el punto de inflexión de la onda de altura) se superpone con la zona de descenso de la falda oriental. El estiramiento vertical que se produce en la columna de aire, resulta en parte del descenso por la ladera y de la divergencia en niveles altos.

Mc Clain (1960) investiga cómo afecta el complejo orográfico



de Norteamérica a la actividad ciclónica, a través del estudio de un caso particular para el cual se computan los términos de la Teoría del Desarrollo. Mc Clain encuentra que el efecto térmico producido por el aire que desciende fue la principal causa del aumento de vorticidad en niveles bajos.

Hage (1961) estudia varios casos de ciclogénesis intensas al este de las Montañas Rocosas, hallando que estas depresiones están precedidas por una vaguada fría en niveles altos, mientras que el desarrollo tiene lugar en el momento en que el área de mayor advección ciclónica se superpone a las laderas orientales.

Pocos años más tarde Palmén y Newton (1969) describen el proceso típico de ciclogénesis a sotavento de cadenas orográficas, centrando su estudio en las Rocallosas. Según los autores el pasaje de una vaguada por la costa oeste de Norteamérica aumenta el flujo sobre las montañas con la consecuente intensificación de la vaguada estacionaria a sotavento y, en una segunda instancia, la vaguada en altura pasa sobre las montañas y produce una caída adicional de presión. El proceso general es que la vaguada a sotavento en las capas bajas es mantenida fija en la falda oriental y finalmente es alcanzada por la divergencia en altura.

Egger (1974) simula una ciclogénesis a sotavento de una barrera orográfica tomando como condición inicial un ciclón aproximándose a una cadena montañosa dentro de una corriente baroclínica. Utilizando las ecuaciones de divergencia y vorticidad obtiene que la caída de presión a sotavento comienza cuando la depresión se aproxima a las montañas. Esta es causada por el aire caliente que cruza la barrera y que constituye la parte delantera del ciclón. No encuentra en la advección de vorticidad un factor importante en el estado primario del desarrollo y su influencia es más importante en los estados posteriores.

Russel y Horn (1975) consideraron como condiciones favorables para el desarrollo de ciclones extratropicales a:

- 1- una zona de fuerte baroclinicidad en la tropósfera baja
- 2- una región de divergencia en altura que se mueve sobre el área de mayor baroclinicidad.

En consecuencia encuentran que la zona a sotavento de las Montañas Rocosas (Colorado y Alberta) cumplen con dichas condiciones por encontrarse dentro de las corrientes del oeste (especialmente en invierno) y por la disminución de la estabilidad estática causada por el estiramiento de las capas de aire (aludida muchos años atrás por Newton) y por la advección cálida del sur.

Buzzi y Tibaldi (1978) estudiaron algunas ciclogénesis a sotavento de los Alpes a través de datos sinópticos. Encuentran que la orografía es responsable del retardo del frente cerca de superficie mientras que pasa sin dificultad en altura, acompañando a la corriente en chorro y creando divergencia en altura. La cadena origina además una bifurcación del flujo en niveles altos que crea difluencia, siendo la inestabilidad baroclínica el proceso que gatilla la ciclogénesis.

En años algo más recientes Radinovic (1985) realizó un análisis dinámico y sinóptico de varias ciclogénesis a sotavento de los Alpes. Basándose en ello sostiene que estas ciclogénesis están asociadas a la existencia de una vaguada en el espesor 500/1000 hPa situada al oeste de los Alpes y a su pronunciada deformación al acercarse a la montaña. Concluye Radinovic que estos ciclones constituyen un tipo específico que se diferencia de otros.

#### **1.2.4 Estudios en escala global**

Los estudios realizados en escala global también confirman la



influencia de las cadenas montañosas. Por ejemplo Kasahara (1966) advierte la formación de ondas planetarias a sotavento de las principales barreras orográficas, mientras que Yasunari (1977) destaca la abrupta interrupción de la nubosidad que sistemáticamente muestran las imágenes satelitarias inmediatamente al este de la Cordillera de los Andes. Este efecto es producto de los movimientos de descenso provocados por la orografía y de una cuña estacionaria, ubicada al oeste de los Andes, que produce el llenado de los sistemas de baja presión provenientes del Océano Pacífico.

Satyamurty y otros (1980) encuentran que la longitud de onda e inclinación de estas ondas de gran escala dependen de la forma del obstáculo orográfico.

Pocos años después Mechoso (1981) realizó simulaciones con un modelo de circulación general para el Hemisferio Sur al cual le incluía o no el efecto orográfico, encontrando que cuando este era tenido en cuenta se obtiene una mayor frecuencia de ciclogénesis al este de Sudamérica. Más recientemente Berbery (1987), también mediante la utilización de un modelo de circulación general al cual puede o no incluirle el efecto de la orografía, concluye que la ciclogénesis producida en la simulación con orografía ha sido más profunda que en su ausencia y que ésta tiene lugar algo más al norte.



## 2-OBJETIVOS PROPUESTOS

### 2.1 Consideraciones generales

Como se ha visto existen en la literatura numerosos trabajos sobre el estudio de ciclones y anticiclones. Sin embargo, la mayoría de ellos se limita a investigar sólo los campos característicos en superficie o a realizar estudios aerológicos de unos pocos casos en particular. Son, en cambio, muy escasos los trabajos estadísticos sobre el comportamiento de la estructura vertical de estos sistemas y su variación espacial y temporal.

Las características geográficas de nuestro país, y el sur de Sudamérica, lo muestran como un pequeño apéndice continental dentro de un hemisferio eminentemente oceánico. Esta franja de terreno presenta además una verdadera pared orográfica: La Cordillera de los Andes, que modifica notablemente los sistemas de presión provenientes del Océano Pacífico. En consecuencia los resultados alcanzados en las investigaciones realizadas en el Hemisferio Norte no son estrictamente aplicables a los sistemas sinópticos que afectan a nuestro país.

Dado que además no existen en nuestra literatura investigaciones que abarquen el estudio estadístico del comportamiento de los sistemas migratorios de presión, el presente trabajo tiene como objetivo fundamental analizar las características esenciales de estos sistemas sobre distintas regiones de la Argentina.

Otro aspecto que se estudia en particular son las condiciones sinópticas asociadas a la formación de ciclones en el Litoral Argentino. Estos sistemas acarrearán consecuencias debido a las intensas precipitaciones originadas que producen graves

inundaciones (Gordillo y otros, 1991), con el consiguiente perjuicio económico y humano. Los fuertes vientos asociados provocan además el frecuente desborde del Río de la Plata y sus afluentes, damnificando a los pobladores ribereños. Este fenómeno es conocido localmente con el nombre de "Sudestada".

Si bien la bibliografía es amplia con respecto a la influencia de las cadenas montañosas del Hemisferio Norte, estos resultados no son aplicables estrictamente al problema de la Cordillera de los Andes, ya que por ejemplo Trevisán (1976) y Chung (1977) sostienen la influencia de la forma y altura del obstáculo orográfico sobre las características de las ciclogénesis.

Más recientemente Lichtenstein (1990) destacó (en base a estudios anteriores) que la formación de ciclones a sotavento de los Andes tiene lugar a una distancia mayor de 900 Km del obstáculo, con lo cual no se trataría de ciclogénesis a sotavento de cadenas montañosas en el sentido clásico. De esta manera la influencia de la Cordillera de los Andes sobre los sistemas ciclónicos no es todavía muy conocida. Por otra parte si bien las ciclogénesis del Litoral han sido investigadas por algunos autores (como se vió en 1.2.2), en general éstos sólo abordan el análisis de casos particulares o realizan estadísticas en base a observaciones de superficie. En la presente Tesis, en cambio se realiza el estudio estadístico de una serie significativa de casos, con el ulterior propósito de brindar métodos o reglas de pronóstico.

## 2.2 Objetivo general

Determinar las características esenciales del comportamiento de los sistemas sinópticos migratorios que afectan al territorio

continental argentino.

### 2.3 Objetivos particulares

El desarrollo de esta Tesis abarca el estudio de la estructura espacial y temporal, dinámica y termodinámica de los sistemas migratorios ciclónicos y anticiclónicos que afectan al territorio argentino.

Los objetivos parciales que se persiguen son:

- 1) Comparar el comportamiento de los sistemas migratorios desde el punto de vista de su estructura dinámica y termodinámica en distintas latitudes,
- 2) Estudiar los campos de movimiento en la escala sinóptica asociados al pasaje de los sistemas de alta y baja presión, y la alteración que sufren durante su incursión sobre el territorio argentino.
- 3) Analizar las condiciones atmosféricas conducentes a ciclogénesis dentro de un área testigo en el Litoral Argentino
- 4) Brindar métodos objetivos para su pronóstico.



## CAPITULO II

### ESTRUCTURA VERTICAL Y TEMPORAL

*El objetivo principal de este capítulo es realizar una comparación latitudinal del comportamiento de los sistemas migratorios de presión, desde el punto de vista de su estructura vertical y temporal.*

#### 1 INFORMACION UTILIZADA

Se utiliza en este capítulo la información de las estaciones de radiosondeo Resistencia (Lat=27° 28'S, Long=58° 59'O, Alt= 52m), Ezeiza (Lat=34° 49'S, Long=58° 32'O, Alt=20m) y Comodoro Rivadavia (Lat=45° 47'S, Long=69° 30'O, Alt=61m).

Estas estaciones fueron elegidas por estar ubicadas lo más cerca posible de los extremos norte y sur de Argentina continental, por alinearse aproximadamente en forma longitudinal y por poseer datos aceptablemente confiables y completos. A partir de ellas se pretende hallar las principales características aerológicas de los sistemas migratorios de alta y baja presión que afectan a la República Argentina.

La información utilizada incluye observaciones diarias de presión, medidas a nivel de la estación meteorológica a la hora 12 UTC, y mediciones de radiosondeos correspondientes a 14 niveles fijos de presión, desde superficie hasta 100 hPa, identificados como SUP, 1000, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150 y 100 hPa.

Las variables registradas durante estos sondeos atmosféricos son: altura geopotencial (mvp), temperatura (°C), temperatura de

rocío ( $^{\circ}\text{C}$ ), humedad relativa (%), dirección (grados) y velocidad (nudos) del viento.

El período investigado corresponde a los años 1976 a 1982.

El porcentaje de sondeos faltantes durante el período estudiado alcanza el 3.1% en Resistencia, el 0.5% en Ezeiza y el 2.4% en Comodoro Rivadavia.

La información de altura geopotencial y temperatura ausente para un nivel dado, presenta un máximo en Comodoro Rivadavia en el nivel de 100 hPa con un porcentaje del 11%.

La disponibilidad de datos de viento (dirección y velocidad) disminuye en general con la altura, especialmente por encima de 500 hPa, alcanzando también un mínimo en el nivel de 100 hPa sobre Comodoro Rivadavia donde sólo el 68% de la información está presente.

Las variables de humedad (temperatura de rocío y humedad relativa) están disponibles hasta el nivel de 300 hPa y muestran un máximo de falta de datos en el nivel de 400 hPa sobre Comodoro Rivadavia con un valor del 6%.

Estos porcentajes de información faltante se consideran aceptables a los fines propuestos en esta Tesis, teniendo en cuenta la cantidad de casos analizados.

Cabe destacar además que el nivel de 1000 hPa se halla presente en un 92.3% en Resistencia, un 99.2% en Ezeiza y sólo un 66.8% en Comodoro Rivadavia.

Con el propósito de elegir los sistemas de alta y baja presión a ser estudiados, se prefirió utilizar los datos de presión en superficie medidos en la estación meteorológica frente a los provenientes de los radiosondeos, puesto que estos últimos presentan mayores errores. Efectivamente en el momento del lanzamiento del globo sonda se efectúa una calibración del instrumental, en la cual se tolera hasta una diferencia de 2 hPa



entre el barómetro del radiosonda (por lo general cápsulas aneroides dispuestas en serie) y el presente en la estación meteorológica (de mercurio, generalmente de tipo Fortín o Kew).

Finalmente el período analizado fue elegido basándose en la existencia de trabajos anteriores (Duarte, 1986; Bischoff, 1988), donde se analizan fenómenos cuasiperiódicos dentro de la escala sinóptica que tienen lugar en la tropósfera y baja estratósfera, utilizando las mismas estaciones aerológicas de referencia.

## 2. ELECCION DE EXTREMOS DE PRESION

A partir de los datos diarios de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia se seleccionaron tres máximos y tres mínimos bóricos para cada mes del período 1976-1982. Se contó de esta forma con 252 máximos y 252 mínimos de presión en cada una de las tres estaciones a lo largo de todo el período analizado.

La elección se efectuó teniendo en cuenta que, según Madden y Julian (1972), existe un tiempo de independencia de 5 días en las series de presión (ratificado también por Bischoff (1988) para las mismas series analizadas en esta Tesis), con lo cual dos máximos o mínimos consecutivos debían estar separados al menos por cinco días con el objeto de garantizar su independencia.

La figura 2.1 ejemplifica la elección de estos extremos de presión para dos meses en particular.

En los meses donde no existían tres máximos o mínimos consecutivos separados por 5 días o más (por ejemplo cuando gran parte del mes estaba dominado por marchas muy chatas o sistemas muy lentos o extendidos) éstos fueron elegidos lo más separadamente posible, revisando la situación sinóptica correspondiente para verificar su independencia.

A fin de poder comparar la magnitud de los extremos elegidos en las distintas latitudes se redujo la presión a nivel del mar, considerando para ello una capa isotérmica cuya temperatura media



corresponde al promedio en superficie durante el período analizado (verano, invierno o estaciones intermedias).

La figura 2.2 muestra la distribución de presión reducida a nivel del mar para los máximos y mínimos bóricos elegidos en las tres estaciones estudiadas.

Se observa en general que el rango de las presiones y la separación entre máximos y mínimos aumenta con la latitud, siendo los mínimos de Comodoro Rivadavia los que presentan las menores presiones.

Los máximos bóricos, por otra parte, no muestran grandes variaciones latitudinales en el rango de presión abarcado.

En concordancia con la figura 2.2 los valores de presión seleccionados se ubican cerca de los extremos de la distribución bórica en Comodoro Rivadavia, ya que cerca del 82% de los máximos y mínimos elegidos están incluidos en los dos últimos deciles de la serie climatológica de presión (1958-1984). Este porcentaje disminuye gradualmente en Ezeiza y es aún menor en Resistencia, donde menos del 70% de los extremos bóricos se ubican en los dos últimos deciles de la distribución.

De este resultado se puede deducir que durante el período seleccionado (1976-1982) los máximos y mínimos elegidos en Comodoro Rivadavia alcanzan en muchas oportunidades los valores más extremos de la serie de presión climatológica, mientras que en Resistencia esto ocurre un número menor de oportunidades.

En general se comprueba que los máximos de presión se alejan más que los mínimos de los valores centrales de la distribución, representando casos más extremos.

Con el propósito de analizar el comportamiento de los extremos de presión seleccionados durante las distintas estaciones del año, se eligió como período invernal a los meses de junio, julio y agosto por ser los más fríos del año en las tres estaciones estudiadas (Atlas Climático de la República Argentina, 1957;

Velasco y Necco, 1980) y como meses de verano a diciembre, enero y febrero.

La figura 2.3 muestra la distribución de la presión reducida a nivel del mar, para máximos y mínimos de verano e invierno.

Los máximos de presión más intensos tienen lugar preferentemente durante el invierno. Los mínimos béricos, en cambio, presentan presiones levemente inferiores en verano, excepto en Comodoro Rivadavia donde los valores más extremos se registran en invierno.

Las mayores diferencias estacionales se producen para los máximos de presión, especialmente en Resistencia, mientras que los mínimos muestran escasas variaciones estacionales, principalmente en Resistencia y Ezeiza.

Puede observarse también que la dispersión hallada en los valores de presión es levemente mayor en invierno.

Si se consideran las distribuciones de presión de invierno y verano en cada una de las estaciones estudiadas, se comprueba que los máximos de verano corresponden a casos más extremos respecto de la serie 1958-1984. Nuevamente los máximos y mínimos béricos elegidos en Comodoro Rivadavia son los más alejados de la media de la distribución en ambas estaciones, característica que disminuye gradualmente en Ezeiza y Resistencia.

### 3. SONDEOS MEDIOS

#### 3.1 Sondeos medios anuales

Para las fechas correspondientes a los máximos y mínimos de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia se calcularon los respectivos sondeos medios, los cuales pueden observarse en la figura 2.4.

Los sondeos medios analizados presentan tropopausas más bajas y mejor definidas cuanto mayor es la latitud. Esto último puede



deberse a que su altura es más variable en Ezeiza y Resistencia, y a la probable existencia de casos de doble tropopausa.

Los sondeos de Resistencia, correspondientes a los máximos y mínimos de presión, son los más húmedos en capas bajas y los más secos en los niveles medios de la atmósfera, probablemente como consecuencia de la cercanía del anticiclón subtropical del Atlántico. Este comportamiento se invierte a medida que aumenta la latitud.

Durante los mínimos de presión la atmósfera presenta mayor humedad relativa en niveles medios, y es más cálida que en presencia de máximos béricos.

### 3.2 Sondeos medios estacionales

Las figuras 2.5 y 2.6 permiten apreciar los sondeos medios para los mínimos y máximos de presión en verano e invierno respectivamente.

Debido a la hora en que se efectúan los sondeos (08 hora local) la inversión por radiación aparece en forma mucho más nítida en invierno. Se observa además que en esta última estación las tropopausas se hallan más definidas, particularmente en Ezeiza, indicando una menor dispersión en su posición.

Las mayores diferencias estacionales se producen en Resistencia, donde los sistemas en invierno son apreciablemente más secos que en verano especialmente en los niveles medios de la tropósfera.

En Ezeiza los sondeos medios pertenecientes a los máximos y mínimos de verano (figuras 2.5 y 2.6) se asemejan a los de Resistencia, mientras que los de invierno son más similares a los de Comodoro Rivadavia.



#### 4. ANOMALIAS MEDIAS

##### 4.1 Anomalías medias anuales

Las anomalías medias de altura geopotencial, temperatura y humedad relativa correspondientes a los máximos y mínimos de presión, fueron calculadas restándole a los respectivos sondeos medios el sondeo promedio del período 1959-1984.

La figura 2.7 muestra las anomalías medias para los mínimos y máximos de presión en las tres estaciones estudiadas.

Se observa en general un comportamiento prácticamente simétrico entre los máximos y mínimos en las tres estaciones. Las anomalías de altura geopotencial sugieren que los sistemas investigados resultan menos intensos a medida disminuye la latitud (en concordancia con James (1952)).

El módulo de las anomalías de geopotencial disminuye con la altura, mostrando una inversión de signo en Resistencia y Ezeiza cercana al nivel de 500 hPa. Esto señala que la posición de los sistemas en superficie coincide aproximadamente, en promedio, con el punto de inflexión de las ondas en 500 hPa sobre esas estaciones (Palmén y Newton, 1969).

Los mínimos (máximos) de presión asociados a anomalías positivas (negativas) de temperatura, revelarían el efecto de la advección de aire cálido (frío) (Haurwitz y otros, 1945) que prevalece sobre el enfriamiento (calentamiento) producido por los movimientos verticales, sugeridos a partir del signo de las anomalías de humedad relativa en la tropósfera media. Esta particularidad se aprecia especialmente en Resistencia y Ezeiza, y en menor medida en Comodoro Rivadavia.

Los máximos sobre esta última estación muestran anomalías positivas de humedad relativa en capas bajas que invierten su signo en la tropósfera media, como consecuencia de la subsidencia que en este caso compensaría los efectos advectivos, ya que las anomalías térmicas resultan prácticamente nulas.

La magnitud de las anomalías de humedad relativa sugiere que el efecto de secamiento producido por la subsidencia en los sistemas de alta presión, es mayor que el humedecimiento provocado por los movimientos de ascenso que tienen lugar durante la ocurrencia de mínimos báricos.

#### **4.2 Anomalías medias estacionales**

La figura 2.8 muestra las anomalías medias de temperatura, altura geopotencial y humedad relativa para los máximos y mínimos de presión en verano.

En general las anomalías de las tres variables estudiadas son menores que en el promedio anual para todas las latitudes, lo que denota una menor intensidad de los sistemas durante esta estación.

Las anomalías de altura geopotencial presentan una disminución en módulo con la altura inferior a la observada en la figura 2.7, indicando una menor baroclinicidad. Esta particularidad es especialmente evidente en los máximos de presión sobre Resistencia y Ezeiza.

En invierno (figura 2.9) los sistemas seleccionados presentan las mayores anomalías, especialmente en Resistencia donde los valores duplican aproximadamente a los de verano. La variación estacional disminuye a medida que aumenta la latitud.

Si bien los mínimos de invierno sobre Resistencia no tienen una estructura muy diferente a la del promedio anual, los máximos durante esta estación resultan mucho más semejantes a los que tienen lugar sobre Ezeiza, ya que muestran una mayor baroclinicidad y presentan anomalías de temperatura y humedad mayores que en las dos estaciones restantes.

#### **4.2 significancia estadística**

La figura 2.10 muestra los valores del estadístico  $t$  de Student para las anomalías de altura, temperatura y humedad



relativa durante la ocurrencia de máximos y mínimos de presión en todas las estaciones del año.

En general las anomalías de temperatura y altura geopotencial son estadísticamente significativas hasta un nivel que resulta más alto cuanto mayor es la latitud, con excepción de las anomalías de temperatura en niveles medios para los máximos de Comodoro Rivadavia.

La humedad relativa presenta valores significativamente diferentes del climatológico en algunos niveles troposféricos para los mínimos de presión, especialmente de la tropósfera media, mientras que para los máximos las anomalías son significativas en todos los niveles analizados.

Dado que la varianza de las variables analizadas fluctúa a lo largo del año, con un máximo que generalmente tiene lugar en invierno, se hace necesario investigar la significancia estadística de las anomalías en invierno y verano en forma independiente.

En general los valores del estadístico  $t$  de Student durante el invierno presentan, tanto para los mínimos como para los máximos, un aspecto muy similar al mostrado en la figura 2.10; sin embargo las anomalías de altura geopotencial y temperatura en la tropósfera alta de Resistencia resultan significativas, a diferencia del caso anual, durante la ocurrencia de máximos de presión.

En verano las anomalías de temperatura en la capa comprendida entre 500 y 200 hPa sobre Resistencia, no son significativas durante el pasaje de máximos de presión. Las anomalías de temperatura dentro de la capa 200/300 hPa en Ezeiza y las de humedad por encima de 500 hPa en Comodoro Rivadavia, tampoco difieren significativamente de los valores climatológicos cuando tiene lugar este tipo de sistema.

Durante la ocurrencia de mínimos de presión en verano las anomalías de temperatura, a diferencia del promedio total, resultan significativas en toda la tropósfera de Ezeiza y, por el contrario, no difieren del promedio climatológico en Comodoro Rivadavia en los



niveles ubicados por encima de 250 hPa.

## 5. GRADIENTES TERMICOS

Con el fin de analizar algunas características del perfil de temperatura durante el registro de máximos o mínimos de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia, se calcularon los gradientes térmicos en distintas capas atmosféricas. Para ello se consideró a la atmósfera compuesta por ocho capas determinadas por niveles fijos de presión, identificadas como: 850-900 hPa, 800-850 hPa, 700-800 hPa, 600-700 hPa, 500-600 hPa, 400-500 hPa, 300-400 hPa y 250-300 hPa.

En este análisis se discuten algunas características generales del perfil de temperatura, ya que un estudio detallado requeriría disponer de información en los niveles significativos de presión.

### 5.1 Mínimos

La figura 2.11 muestra la distribución de los gradientes térmicos para los mínimos de presión a lo largo de todo el año en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

La presencia de inversiones de temperatura se halla, por lo general, circunscripta a las capas más bajas de la tropósfera en las tres estaciones de referencia.

En las capas medias predominan gradientes con valores próximos al de la atmósfera estándar, con una mayor frecuencia de gradientes cercanos al adiabático seco en Resistencia.

En la capa 250-300 hPa se observa una frecuencia relativamente alta de inversiones sobre Comodoro Rivadavia, indicando que en muchas ocasiones la tropopausa se halla próxima entre estos niveles (en concordancia con Bischoff, 1988).

En verano (figura no mostrada) se destaca la disminución de

las inversiones térmicas en capas altas sobre Comodoro Rivadavia, indicando una mayor altura de la tropopausa, y su desaparición en capas bajas sobre Resistencia y Ezeiza como consecuencia del cambio en las condiciones de radiación.

Durante el *invierno* (figura no mostrada) se aprecia en las tres estaciones analizadas una mayor frecuencia de gradientes de temperatura más inestables, especialmente en las capas comprendidas entre 500 y 300 hPa.

## 5.2 Máximos

En la figura 2.12 se muestra la distribución en frecuencias de los gradientes térmicos, durante la ocurrencia de máximos de presión a lo largo de todo el año sobre Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

Se aprecia en general un aumento de inversiones térmicas en los niveles bajos de la atmósfera hasta 700 hPa, producto de la subsidencia. Esta característica resulta especialmente evidente en Resistencia y disminuye paulatinamente al aumentar la latitud. No existen, en general, diferencias fundamentales con respecto a los mínimos de presión (fig. 2.11) por encima del nivel de 600 hPa.

En *verano* (figura no mostrada) existe una disminución en la cantidad de inversiones, estando éstas confinadas principalmente en las capas ubicadas por debajo del nivel de 800 hPa.

En *invierno* (figura no mostrada) se produce un gran aumento en el número de inversiones en capas bajas sobre Resistencia, existiendo poca variación con respecto al caso anual en Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

## 6. INDICES DE INESTABILIDAD

Para investigar las condiciones de estabilidad reinantes durante el registro de máximos y mínimos de presión, se efectuó el cálculo de algunos índices de inestabilidad de uso cotidiano cuya denominación, definición y valor crítico se muestran en la tabla II.I.

INDICE	DEFINICION	VAL. CRIT.
K	$(T_{850}-T_{500})+Td_{850}-(T_{700}-Td_{700})$	25-30
CT	$Td_{850}-T_{500}$	18
VT	$T_{850}-T_{500}$	26
TT	$T_{850}+Td_{850}-2T_{500}$	44

**TABLA II.I:** *Indices de inestabilidad calculados, su definición y valores críticos.  $T_{850}$  representa la temperatura en 850 hPa,  $Td_{850}$  la temperatura de rocío en ese mismo nivel,  $T_{700}$  la temperatura en 700 hPa y  $T_{500}$  esta misma variable en 500 hPa.*

Para las fechas de ocurrencia de mínimos y máximos de presión se obtuvo la distribución en frecuencias para cada uno de los índices de inestabilidad incluidos en la Tabla II.I. En general se observa que el comportamiento presentado por los distintos índices es prácticamente similar, por lo que se graficó solamente el índice K.

### 6.1 Mínimos

La figura 2.13 muestra la distribución en frecuencias del índice K de Whiting, para los mínimos de presión anuales (izquierda) y estacionales (derecha) en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

La ocurrencia de mínimos báricos en Resistencia está acompañada, en la mayoría de los casos, por condiciones favorables para el desarrollo de algún tipo de convección (dispersa o numerosa). Esta estación presenta además una distribución más



asimétrica, donde llama la atención la aparición de un número relativamente alto de índices con valores muy estables. Este hecho podría atribuirse a que Resistencia se halla sobre una latitud más vinculada con la dinámica del anticiclón subtropical del Atlántico.

En Ezeiza si bien la presencia de convección es probable durante la ocurrencia de un mínimo bórico, ésta resulta más dispersa o no alcanza el grado de desarrollo observado en Resistencia.

En Comodoro Rivadavia las condiciones favorables para la convección son menos frecuentes y, en los casos en que se presenta, no alcanza gran desarrollo.

Haciendo una distinción entre veranos e inviernos (fig. 2.13 derecha) se observa que si bien no existe una gran diferencia en la moda de las distribuciones, las condiciones favorables para la convección aumentan en verano, especialmente sobre Resistencia y Ezeiza.

Se comprueba que en invierno existe un porcentaje relativamente elevado de índices que indican condiciones de estabilidad en Resistencia, lo que coincide con el desplazamiento hacia el norte del anticiclón subtropical del Atlántico.

## 6.2 Máximos

La figura 2.14 presenta los resultados correspondientes a los máximos de presión.

El valor alcanzado por los índices de inestabilidad indica que, en general, reinan condiciones de estabilidad en las tres estaciones analizadas.

En Resistencia, sin embargo, se verifica la presencia de algunos valores altos que podrían indicar la existencia de máximos bóricos no vinculados a cambios de masa de aire.

La máxima estabilidad se alcanza sobre Comodoro Rivadavia debido, entre otras causas, a los bajos puntos de rocío presentes (Velasco y Necco, 1980).

En todas las estaciones estudiadas la estabilidad es mayor en invierno y menor en verano (fig. 2.14 derecha). Esto es particularmente notable en Resistencia, donde el índice K en invierno alcanza magnitudes inferiores a  $-30^{\circ}\text{C}$ , mientras que en verano supera siempre los  $-15^{\circ}\text{C}$  y alcanza en cinco oportunidades los  $40^{\circ}\text{C}$ .

En Comodoro Rivadavia las diferencias estacionales son menos pronunciadas.

## 7. VIENTO

Con el objeto de estudiar las direcciones preferenciales del viento durante la ocurrencia de extremos de presión en las tres estaciones analizadas, se obtuvo la distribución de frecuencias porcentuales de dirección de viento en cada uno de los niveles fijos de presión, tomando para ello una rosa de ocho direcciones (N, NE, E, SE, S, SO, O, NO).

### 7.1 Mínimos

La figura 2.15 muestra las isolíneas de frecuencias porcentuales de ocurrencia de viento para los mínimos de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

En las tres estaciones estudiadas la rotación del viento con la altura determina la presencia de advección cálida, lo que resulta concordante con la aparición de anomalías positivas de temperatura conjuntamente con la ocurrencia de mínimos de presión.

En niveles bajos predomina la componente norte en Resistencia, con un porcentaje mayor al considerado típico para esta estación (Fernández y Necco, 1982). Se destaca además la aparición de un máximo de viento norte en el nivel de 900 hPa vinculado presuntamente a la corriente en chorro en capas bajas (Berri e



Inzunza, 1992).

En Ezeiza el viento en la tropósfera baja prevalece del noroeste y norte, aunque con una mayor dispersión, mientras que en Comodoro Rivadavia existe una mayor proporción de viento del sector oeste, excepto cerca de superficie donde predomina la componente norte y noroeste.

Las altas frecuencias halladas en niveles medios para las componentes del noroeste reflejan la cercanía de un eje de vaguada corriente arriba de las respectivas estaciones.

Las mayores diferencias estacionales (figura 2.16) tienen lugar en la tropósfera media y baja, donde si bien prevalecen aproximadamente las mismas componentes durante todo el año, existe una mayor dispersión en verano con frecuencias mayores del sudoeste y oeste en niveles medios y del este cerca de superficie.

## 7.2 Máximos

La figura 2.17 permite apreciar los resultados correspondientes a los máximos de presión.

Se aprecia en general que el comportamiento hallado en Resistencia y Ezeiza difiere notablemente del campo de viento climatológico (Fernández y Necco, 1982).

En todos los casos analizados la rotación del viento con la altura indica la presencia de advección fría. Esta rotación resulta muy pronunciada en Resistencia y disminuye levemente con la latitud.

En capas bajas existe un predominio del viento sudeste sobre Resistencia, sur sobre Ezeiza (con una dispersión mayor cerca de superficie) y sur y sudoeste sobre Comodoro Rivadavia. Esto podría indicar un desplazamiento preferencial de los máximos de presión al sur de Resistencia y al norte de Comodoro Rivadavia.



La alta frecuencia encontrada para la dirección sudoeste en niveles medios y altos, concuerda con la presencia de un eje de cuña al oeste en esos niveles.

Igualmente al caso de los mínimos de presión, las variaciones estacionales (figura 2.18) tienen lugar preferentemente en la tropósfera baja y media.

En niveles medios se observa una mayor regularidad del viento en invierno con un apreciable aumento de la componente sudoeste, mostrando la cercanía de una perturbación anticiclónica.

Resistencia presenta en invierno un aumento de la componente sur que podría indicar un desplazamiento más al norte de los sistemas durante esta estación, en tanto que Ezeiza muestra en verano una rotación del viento con la altura más marcada.

En Comodoro Rivadavia existe en niveles bajos un leve aumento de la componente sudeste en verano, mientras que en invierno prevalece el viento del sudoeste.

#### **8. EVOLUCION TEMPORAL DE VARIABLES ATMOSFERICAS DURANTE EL REGISTRO DE MAXIMOS Y MINIMOS DE PRESION**

Con el propósito de estudiar algunas características dinámicas y termodinámicas de la atmósfera durante la ocurrencia de máximos y mínimos de presión, se obtuvieron las marchas medias de las anomalías (respecto del promedio 1958-1984) de temperatura, altura geopotencial y humedad (relativa y específica) en los niveles estándar de presión. Se determinaron también las marchas medias de algunos índices de inestabilidad, de la temperatura potencial equivalente y del viento.

Estas marchas medias fueron calculadas dentro de los cinco días previos y posteriores al pasaje de estos sistemas por las respectivas estaciones.

## 8.1 Marchas medias anuales

### 8.1.1 Mínimos

La figura 2.19 muestra los cortes verticales-temporales medios de altura geopotencial (izquierda) y temperatura (derecha), para los mínimos de presión, donde las anomalías de altura geopotencial confirman que los sistemas estudiados se debilitan a medida que disminuye la latitud.

Durante los días previos existen anomalías positivas de altura geopotencial en la tropósfera alta en cada una de las estaciones analizadas. Este hecho, algo más marcado en Ezeiza, muestra el pasaje de una cuña anticiclónica en esos niveles 24 a 48 horas antes de la presencia de un mínimo de presión en superficie.

Las mayores anomalías de altura en Comodoro Rivadavia se producen en la tropósfera alta, coincidiendo con lo hallado por Hess (1945) para los sistemas del Hemisferio Norte. Teniendo en cuenta, además, que la compensación térmica estratosférica se hace bien evidente en esta estación (fig. 2.19, derecha) mostrando variaciones en el nivel de la tropopausa (Hirschberg y Fritsch, 1991), se infiere que las depresiones sobre Comodoro Rivadavia son de carácter baroclínico. En Resistencia, por el contrario, los sistemas se reflejan sólo en la tropósfera baja y media, y la compensación estratosférica es poco evidente.

Puede observarse a partir de la figura 2.19 (izquierda) que los sistemas se manifiestan primero en las capas más bajas de la atmósfera, propagándose luego hacia los niveles superiores.

El defasaje de tiempo con que se producen los mínimos de altura geopotencial en los distintos niveles atmosféricos es aproximadamente igual en todas las latitudes estudiadas, aunque presenta una leve disminución hacia el norte. Este resultado concuerda con lo obtenido por Bischoff (1988).

Con anterioridad a la detección de un mínimo de presión



existe, en todas las estaciones estudiadas, un calentamiento (fig. 2.19, derecha) que alcanza la totalidad de la tropósfera en Comodoro Rivadavia y Ezeiza, y sólo la tropósfera baja y media en Resistencia. Este aumento de temperatura es seguido de un posterior enfriamiento que resulta mayor y más abrupto para las latitudes más altas.

Este comportamiento sugiere que los mínimos de presión están normalmente asociados a pasajes frontales fríos en Comodoro Rivadavia y Ezeiza; mientras que esto no resulta tan evidente en Resistencia.

El mayor enfriamiento en la tropósfera baja se produce un día después del mínimo bórico en Comodoro Rivadavia, dos días después en Ezeiza y entre dos y tres días en Resistencia, lo que indicaría que los sistemas se desplazan más lentamente o que resultan más extensos cuando la latitud es menor.

La figura 2.20 muestra las marchas de las anomalías de humedad relativa y específica en los niveles de 850, 500 y 300 hPa, elegidos como representativos de la tropósfera baja, media y alta; en tanto que la figura 2.21 permite apreciar las marchas de algunos índices de inestabilidad y de la temperatura potencial equivalente en superficie, 850 y 500 hPa.

A partir de las figuras 2.20 y 2.21 se aprecia un aumento de humedad e inestabilidad en los días previos, con un máximo que en general se produce en el momento del mínimo de presión en superficie, y un decrecimiento en los días posteriores. Las perturbaciones en las marchas de estas variables termodinámicas son menores en Comodoro Rivadavia debido al menor contenido de vapor de agua.

Cabe destacar la disminución en la humedad relativa que se detecta en 850 hPa sobre Comodoro Rivadavia un día antes del registro de un mínimo de presión (fig. 2.20), producto posiblemente de la subsidencia forzada por la Cordillera de los Andes.

El valor que alcanzan los índices de inestabilidad y la distribución vertical de la temperatura potencial equivalente (fig. 2.21), indican que la ocurrencia de fenómenos convectivos es



probable aún con anterioridad al pasaje del mínimo de presión por Resistencia. En Ezeiza la convección parece estar más limitada al momento del mínimo bórico, como lo indica la distribución vertical de temperatura potencial equivalente, en tanto que en Comodoro Rivadavia estos fenómenos son sólo ocasionales.

A partir de la figura 2.21 se concluye que el índice que más se perturba durante el pasaje de un mínimo de presión es el " K " de Whiting, en concordancia con lo hallado por Moyano y otros (1972), mientras que el índice "Vertical Total" muestra muy pocas oscilaciones.

El descenso de temperatura y el aumento de altura observado con posterioridad a la ocurrencia de un mínimo bórico (fig. 2.19), junto con el marcado secamiento (fig. 2.20) y la estabilización de la masa de aire presente (fig. 2.21), mostrarían el pasaje de un sistema de alta presión por las tres estaciones estudiadas, entre uno y tres días después de la ocurrencia del mínimo según la latitud (un día después en Comodoro Rivadavia, dos en Ezeiza y tres en Resistencia).

#### 8.1.2 Máximos

Los cortes verticales-temporales medios para los máximos de presión, mostrados en la figura 2.22, insinúan un comportamiento prácticamente simétrico respecto de los mínimos.

Las marchas de las anomalías analizadas muestran perturbaciones mayores cuanto mayor es la latitud, siendo la variación latitudinal más marcada que en el caso de los mínimos.

El patrón de comportamiento que presentan los máximos de presión en Comodoro Rivadavia, con anomalías que aumentan y se inclinan con la altura y una clara compensación térmica estratosférica, resulta similar al hallado por Fleagle (1948), para sistemas baroclínicos del Hemisferio Norte.

En Ezeiza el eje de máximas anomalías positivas de altura geopotencial muestra prácticamente la misma pendiente que en

Comodoro Rivadavia, pero no existe un aumento en módulo de las anomalías con la altura. En Resistencia, en cambio, los sistemas se evidencian sólo en las capas más bajas de la atmósfera, presentan una menor inclinación dentro de la tropósfera y no evidencian una clara compensación estratosférica.

En las tres estaciones analizadas existe un enfriamiento troposférico previo (fig. 2.22 derecha) que en promedio comienza dos días antes de la ocurrencia del máximo de presión en superficie, y cuyo punto máximo se alcanza el día del pasaje del sistema. Este enfriamiento, acompañado también de secamiento y estabilización de la atmósfera (figuras 2.23 y 2.24), es seguido en los días posteriores por un calentamiento, especialmente en niveles medios, producto de la subsidencia. Este efecto alcanza una gran intensidad en Comodoro Rivadavia.

Las marchas de las anomalías de altura geopotencial y temperatura observadas con anterioridad al registro de un máximo de presión, resultan similares a las que tiene lugar durante el establecimiento de un mínimo bórico. En efecto, durante los días previos existen anomalías negativas de altura que se propagan hacia niveles superiores, apareciendo el día -1 un centro de anomalías negativas en la tropósfera alta en las tres estaciones estudiadas (en Resistencia no llega a conformar una isolínea cerrada). Este efecto unido al descenso de temperatura y a la disminución de la humedad e inestabilidad, está normalmente asociado al pasaje de un frente frío, ya mencionado en relación con los mínimos de presión.

## **8.2 Comportamiento estacional de los sistemas de presión**

### **8.2.1 Mínimos**

Las figuras 2.25 y 2.26 muestran los cortes verticales-temporales de altura geopotencial y temperatura, para los mínimos de presión en verano e invierno respectivamente.

En verano (fig. 2.25) existe un mayor contraste latitudinal en el comportamiento de las anomalías de temperatura y una menor



inclinación en el eje de las anomalías negativas de altura geopotencial, especialmente en latitudes más bajas.

En invierno (fig. 2.26) las perturbaciones de temperatura y altura son mayores en valor absoluto, aunque disminuye el contraste entre las distintas latitudes. Esto se debe principalmente a que los mínimos de presión en Resistencia presentan durante esta estación una mayor baroclinicidad, evidenciada por la mayor magnitud e inclinación de las anomalías de altura geopotencial y por la clara presencia de una compensación térmica estratosférica alrededor de los 250 hPa.

Luego de la ocurrencia de un mínimo de presión invernal sobre Resistencia se verifica un marcado descenso de temperatura, por lo que estos sistemas se hallan asociados, posiblemente, a pasajes de frentes fríos.

En Ezeiza los mínimos béricos de invierno (fig. 2.26) muestran anomalías de altura geopotencial en la alta tropósfera mucho más intensas que en verano (fig. 2.25), asemejándose a los sistemas que tienen lugar en Comodoro Rivadavia en el promedio anual. La compensación estratosférica, presente durante todo el año, se ubica alrededor de 250 hPa en invierno y sobre los 200 hPa en verano.

Comodoro Rivadavia presenta las menores variaciones estacionales en la estructura de estos sistemas, aunque la magnitud de las anomalías es mayor en invierno. En ambas estaciones del año los mínimos presentan una fuerte componente baroclínica, con una compensación estratosférica centrada sobre los 250 hPa.

La marcha de las variables termodinámicas (figuras 2.27 y 2.28) permite apreciar un notable incremento en las posibilidades de convección en verano sobre Resistencia, donde la presencia de mínimos de presión provoca casi en forma ineludible la aparición de fenómenos convectivos que pueden tener lugar desde 48 horas antes de su pasaje.

En invierno las condiciones favorables para la convección sobre Resistencia son bastante menos frecuentes, aunque no están ausentes, y tienen lugar generalmente en forma simultánea con el



mínimo de presión en superficie. Se aprecia además que en la estación invernal la estabilización de la atmósfera durante los días posteriores es mayor que en el período estival.

En Ezeiza la posibilidad de convección en verano es también más alta que en invierno, aunque no alcanza los niveles de Resistencia.

En general las variaciones estacionales en las variables termodinámicas sobre Comodoro Rivadavia son muy poco pronunciadas. Las marchas de los índices de inestabilidad y de la temperatura potencial equivalente muestran que aún en verano las posibilidades de convección son escasas, aunque algo mayores que en invierno.

#### 8.2.2 Máximos

Las figuras 2.29 y 2.30 permiten apreciar los cortes verticales-temporales medios de altura geopotencial y temperatura, para los máximos de presión en verano e invierno respectivamente.

Los máximos de presión en invierno (fig. 2.30) presentan mayores perturbaciones en la altura geopotencial y temperatura, especialmente en latitudes más bajas. En efecto, los máximos sobre Resistencia muestran en la estación invernal un brusco descenso de temperatura desde dos días antes, la presencia de anomalías negativas de altura en la tropósfera media y superior y un descenso de la humedad (figura no mostrada), que confirmarían el pasaje de un frente frío.

En verano (figura 2.29) si bien existen mínimos relativos de altura geopotencial aproximadamente tres días antes de que se observe un máximo de presión sobre Resistencia, éstos son de una magnitud mucho menor que en invierno al igual que el descenso de temperatura que tiene lugar con posterioridad.

En Ezeiza los máximos de presión presentan una variación anual menor que en Resistencia. Sin embargo estos sistemas en verano (fig

2.29) son bastante similares a los que tienen lugar en Resistencia, tomando el promedio anual de los casos, en tanto que en invierno (fig.2.30) se asemejan más a los de Comodoro Rivadavia.

Las menores variaciones estacionales se verifican en Comodoro Rivadavia, donde los sistemas son levemente más intensos en invierno. La principal diferencia en el patrón de comportamiento tiene lugar durante los días previos, donde en verano (fig. 2.29) se hace bastante evidente el pasaje de un sistema frontal 24 a 48 horas antes de la ocurrencia del máximo en superficie, en tanto que en invierno (fig. 2.30) se distinguen perturbaciones de longitud de onda menor, culminando la última de ellas con un descenso de temperatura producto probablemente del pasaje de un frente frío.

La marcha de las variables termodinámicas (figuras no mostradas) indican que los máximos de invierno son más estables que los de verano.

### 8.3 Viento

Con el objeto de estudiar el comportamiento del viento durante el pasaje de sistemas de alta y baja presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia se obtuvieron las frecuencias de ocurrencia de viento para cada uno de los ocho cuadrantes, en cada nivel estándar de presión, dentro de los cinco días previos y posteriores al pasaje de los extremos báricos por las respectivas estaciones. Este cálculo se efectuó considerando los máximos y mínimos de presión durante todas las estaciones del año, y luego a los de verano e invierno en forma separada. Las figuras no se muestran.

#### 8.3.1 Mínimos

La marcha promedio del viento indica que durante los días previos al pasaje de un mínimo de presión en superficie predomina la componente norte en capas bajas, con una alta frecuencia sobre Resistencia (mayor aún en verano) y levemente menor en Ezeiza.

En Comodoro Rivadavia el viento prevaleciente durante los días previos en niveles bajos es del oeste, lo que resulta coherente con



la presencia de subsidencia forzada por la orografía (ver fig. 2.20).

En niveles medios y altos las direcciones predominantes no difieren mucho con la latitud. Durante las 48 horas previas al pasaje de un mínimo de presión se aprecia la supremacía de viento del sector oeste con un leve predominio, en un principio, de la componente sudoeste sobre la noroeste, lo que concuerda con la presencia de anomalías positivas de altura geopotencial.

A medida que el mínimo en superficie se aproxima aumenta la frecuencia de viento noroeste, mostrando el acercamiento de una vaguada en altura. Este comportamiento es más notorio a mayor latitud, especialmente en invierno, lo que confirmaría que allí estos sistemas se ven más influenciados por los procesos dinámicos que tienen lugar en la tropósfera superior.

Luego del pasaje del sistema el viento en capas bajas resulta casi exclusivamente del sector sudoeste en Comodoro Rivadavia, con una dispersión algo mayor en invierno. En Ezeiza si bien predomina también el viento del sudoeste en ambas estaciones del año, su frecuencia es menor, observándose además una rotación del viento más lenta luego del pasaje del sistema.

Luego de la ocurrencia del mínimo de presión en Resistencia se verifica la supremacía del viento sur en capas bajas, que resulta mayor en invierno, mientras que en verano existe una mayor preferencia por la componente sudeste.

En niveles medios y altos el viento prevalece del noroeste durante las primeras 24 horas posteriores del pasaje del mínimo bórico, aumentando paulatinamente la componente sudoeste como consecuencia del acercamiento de una cuña anticiclónica.

En las tres estaciones estudiadas la hodógrafa del viento indica que la advección térmica es caliente en los días previos al pasaje del mínimo de presión y fría en los días posteriores, en concordancia con la marcha observada de temperatura (fig. 2.19 derecha).



### 8.3.2 Máximos

El viento en capas bajas muestra, dos días antes del pasaje de un máximo de presión, una dispersión relativamente alta en Resistencia y Ezeiza. En esta última estación se aprecia un leve predominio de la componente sudoeste que resulta más marcado en invierno. En Comodoro Rivadavia el viento en niveles bajos prevalece del sudoeste durante los días previos, observándose también una alta frecuencia de viento oeste en verano y sur en invierno.

A medida que el sistema se aproxima el viento en la tropósfera media y alta se torna del sudoeste con mayor frecuencia, mostrando la cercanía de una perturbación anticiclónica. En capas bajas el viento tiende al sur o sudoeste, excepto en Resistencia durante el verano donde predomina el viento sudeste, mostrando quizás un desplazamiento más al sur de estos sistemas.

En todos los casos la advección térmica predominante durante los días previos es fría, de acuerdo con el descenso de temperatura observado con anterioridad al pasaje de estos sistemas.

Durante el día del máximo de presión en superficie el viento en capas bajas prevalece principalmente del sudoeste; sin embargo en Comodoro Rivadavia existe, especialmente en invierno, una frecuencia importante de vientos del noroeste que podría indicar un desplazamiento más al norte de los sistemas. En Ezeiza se aprecia también una frecuencia elevada de vientos del sudeste (particularmente en verano), que señalaría una circulación anticiclónica más al sur de la estación; en tanto que en Resistencia el viento sudeste resulta dominante, especialmente en verano.

En los dos días posteriores predomina el viento sudoeste en niveles medios y altos, mostrando la proximidad de una cuña anticiclónica. Este predominio se extiende por espacio de varios días en Resistencia durante el verano, lo que evidencia un desplazamiento muy lento de los sistemas.

En niveles bajos se observa una gran preponderancia de viento norte en Resistencia, más aún en verano, mientras que en Ezeiza prevalece el viento del noreste y del noroeste en Comodoro Rivadavia, aunque con una mayor dispersión en estas dos últimas estaciones.

## 9. INCIDENCIA DE LOS SISTEMAS SOBRE LAS DISTINTAS ESTACIONES

Se propuso estudiar cómo influye la presencia de un máximo o mínimo de presión en una de las estaciones de referencia (Resistencia, Ezeiza o Comodoro Rivadavia), sobre la estructura troposférica de las restantes.

Se calculó en consecuencia para las fechas de ocurrencia de máximos y mínimos de presión en una de las estaciones mencionadas, el sondeo promedio sobre las dos restantes. Estos promedios diarios se efectuaron también dentro de los cinco días previos y posteriores al pasaje de los sistemas.

Las figuras 2.31 a 2.38 muestran las marchas de anomalías medias (con respecto al período 1959-1984) en tres niveles atmosféricos diferentes, representativos de la tropósfera baja (850 hPa), media (500 hPa) y alta (250 hPa).

### 9.1 Mínimos

La figura 2.31 muestra las anomalías de temperatura y altura geopotencial en Ezeiza, cuando se halla un mínimo de presión sobre Comodoro Rivadavia en verano e invierno respectivamente.

En verano si bien puede observarse un máximo de temperatura y un mínimo de geopotencial en 850 hPa sobre Ezeiza 24 hs después del pasaje del sistema por Comodoro Rivadavia, la amplitud de las ondas es pequeña.

En invierno, sin embargo, puede notarse con mayor claridad que los sistemas que se desplazan sobre Comodoro Rivadavia afectan a Ezeiza aproximadamente al cabo de un día (Duarte, 1986).



Cuando, en cambio, un mínimo de presión tiene lugar en Ezeiza (fig. 2.32) existen claras evidencias de su pasaje por Comodoro Rivadavia con un día de anticipación, produciendo un apreciable descenso de temperatura.

Es particularmente notable, en ambas estaciones, el descenso de altura geopotencial en la tropósfera media y alta que acompaña al sistema en superficie, y el descenso de la tropopausa evidenciado por el aumento de temperatura en 250 hPa.

Estas características concuerdan con la fuerte componente dinámica que presentan estos sistemas (Hess, 1945; Fleagle, 1947, 1948) y revelan que los mínimos sobre Ezeiza son repercusiones de sistemas más intensos que provienen desde latitudes mayores.

Los mínimos de presión en Comodoro Rivadavia prácticamente no modifican el sondeo de Resistencia en verano, notándose una leve influencia en invierno con un retardo de aproximadamente 24 hs.

Si en cambio Resistencia registra un mínimo de presión resulta evidente, particularmente en invierno, que éste ha pasado aproximadamente un día antes por Comodoro Rivadavia (fig. 2.33).

Este comportamiento (detectado también por Bischoff, 1988) indicaría que los sistemas de baja presión que afectan a Resistencia corresponderían a vaguadas intensas cuyos ejes se extienden a lo largo de todo el país. Es también clara la repercusión de estos sistemas sobre Ezeiza con una antelación de 24 hs en invierno y en forma casi simultánea en verano.

Los mínimos de presión sobre Ezeiza afectan a Resistencia prácticamente en forma simultánea tanto en verano como en invierno (en concordancia con Duarte, 1986).

## 9.2 Máximos

Las figuras 2.34 y 2.35 muestran que los máximos de presión que registra Comodoro Rivadavia en invierno repercuten también claramente sobre Ezeiza y Resistencia, al cabo de 24 hs aproximadamente, debido probablemente a la gran extensión que presentan estos sistemas. En verano la influencia resulta menor, especialmente sobre Resistencia.



Las figuras 2.36 y 2.37 evidencian claramente que cuando un máximo de presión se observa sobre Ezeiza, éste se ha registrado prácticamente un día antes en Comodoro Rivadavia, mientras que repercute en forma casi simultánea sobre Resistencia.

Si, en cambio, un máximo de presión afecta a Resistencia se observa que éste ha modificado notablemente la estructura troposférica de Comodoro Rivadavia (fig. 2.38) (especialmente en niveles altos) con una antelación aproximada de un día y que repercute sobre Ezeiza en forma casi simultánea.

Estas características indicarían que sólo los sistemas más intensos que se desplazan sobre Comodoro Rivadavia logran incidir sobre Resistencia.

## 10. CONCLUSIONES DEL CAPITULO II

Los máximos y mínimos investigados corresponden, en general, a sistemas baroclínicos migratorios. Esto es particularmente evidente en Comodoro Rivadavia, donde las mayores anomalías de altura se localizan en la tropósfera superior, mientras que los sistemas sobre Resistencia se limitan sólo a los niveles bajos y medios de la tropósfera, mostrando probablemente alguna influencia de la depresión del Noroeste Argentino. Ezeiza resulta ser una estación de transición entre estas dos últimas en verano y se asemeja más a Comodoro Rivadavia en invierno.

En general las anomalías de altura geopotencial, temperatura y humedad relativa, relacionadas con los máximos y mínimos béricos seleccionados, exhiben magnitudes mayores durante el invierno principalmente sobre latitudes más bajas.

Durante el verano las anomalías de altura geopotencial presentan una disminución en módulo con la altura menos acentuada, lo que denota una menor baroclinicidad. Esta particularidad es especialmente evidente para los máximos de presión en Resistencia y Ezeiza.

Los mínimos (máximos) de presión asociados a anomalías

positivas (negativas) de temperatura, mostrarían el efecto de una advección de aire cálido (frío) que prevalece sobre el enfriamiento (calentamiento) producido por los movimientos verticales, sugeridos a partir del signo de las anomalías de humedad relativa en la tropósfera media. Esta característica se aprecia especialmente en Resistencia y Ezeiza, y en menor medida para los mínimos en Comodoro Rivadavia.

Los mínimos de presión presentan inversiones térmicas solamente en las capas más bajas de la atmósfera, mientras que en la tropósfera media predominan gradientes cercanos al "estándar", con una mayor frecuencia de gradientes más inestables en verano.

Los máximos presentan una mayor cantidad de inversiones térmicas hasta los 700 hPa, propiedad que resulta más notable en Resistencia y que disminuye con la latitud.

Previamente al registro de un mínimo de presión se observa, en todas las latitudes estudiadas, el pasaje de una cuña anticiclónica sobre la tropósfera superior acompañada por un aumento de temperatura, humedad e inestabilidad, que conduce con frecuencia a fenómenos convectivos en Ezeiza y más especialmente en Resistencia. Esta probabilidad de convección aumenta apreciablemente en verano sobre Ezeiza y principalmente sobre Resistencia, donde las tormentas pueden tener lugar con 48 horas de anterioridad al pasaje del mínimo bórico en superficie. En general la probabilidad de convección en Comodoro Rivadavia durante el pasaje de mínimos bóricos es escasa.

Posteriormente a la ocurrencia del mínimo de presión se produce un enfriamiento, secamiento y estabilización de la atmósfera, vinculados a la incursión de frentes fríos (excepto en verano sobre Resistencia) y a la posterior entrada de un sistema de alta presión.

Los máximos bóricos tienen lugar luego de un descenso de temperatura (que puede asociarse en algunos casos a pasajes de frentes fríos) y de un secamiento y estabilización de la masa de aire presente, que resulta mayor para los sistemas de invierno.

En las tres estaciones analizadas la rotación del viento con



la altura indica la presencia de advección cálida (fría), en los días previos a la ocurrencia de un mínimo (máximo) de presión y de advección fría (cálida) en los días posteriores, hecho que resulta coherente con la marcha de las anomalías de temperatura observada.

Los mínimos de presión que afectan a Comodoro Rivadavia lo hacen también a menudo sobre Ezeiza y en menor medida sobre Resistencia. Sin embargo los mínimos que se registran en estas dos últimas estaciones pertenecen a sistemas que han afectado con anterioridad sobre Comodoro Rivadavia, y que corresponderían a intensas vaguadas extendidas longitudinalmente.

Los máximos de presión que tienen lugar sobre Comodoro Rivadavia afectan al cabo de un día a Ezeiza y en menor medida a Resistencia, especialmente en verano. La magnitud de las perturbaciones sugiere que sólo los sistemas más intensos que incursionan sobre Comodoro Rivadavia logran afectar a Resistencia.

## CAPITULO III

### ESTRUCTURA ESPACIAL

*Este capítulo tiene como objetivo analizar los campos medios de diferentes variables vinculadas al pasaje de sistemas migratorios de alta y baja presión por las estaciones Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.*

#### 1. INFORMACION UTILIZADA

La información utilizada en este capítulo comprende los campos de altura geopotencial en los niveles de 1000 y 500 hPa (12 UTC), provenientes de los análisis del ECMWF. A partir de ellos se obtuvieron también los campos de espesor 500/1000 hPa.

Estos datos en puntos de reticulado poseen una resolución de 2.5° en latitud y longitud, y se hallan disponibles a partir del año 1980.

Dado que los extremos de presión analizados fueron elegidos durante el período 1976-1982, el estudio de los campos de altura se realizó para el período 1980-1982.

El área seleccionada para analizar los diferentes campos está limitada por los paralelos 20°S y 55°S y los meridianos 80°O y 50°O.

Utilizando las fechas correspondientes a los máximos y mínimos de presión en cada una de las estaciones estudiadas, se efectuó el promedio de los respectivos campos de altura geopotencial y de



espesor 500/1000 hPa. Los cálculos se realizaron primero considerando todos los extremos de presión a lo largo del año y luego discriminando a los sistemas de presión de invierno y verano en forma independiente.

Estos promedios fueron efectuados para el día de ocurrencia de los máximos y mínimos de presión (día 0) y también para el día anterior y posterior al pasaje de dichos sistemas por las respectivas estaciones.

## 2. CAMPOS MEDIOS ASOCIADOS A LOS SISTEMAS MIGRATORIOS DE PRESION

A través del estudio de los campos béricos asociados a los máximos y mínimos de presión, mostrados en las figuras 3.2 a 3.13, surgen algunas características comunes.

Los campos de 1000 hPa, y en consecuencia los de espesor 500/1000 hPa, obtenidos a partir de los datos del ECMWF difieren de los usualmente observados en la zona del altiplano (Hoffman, 1975), hecho que puede deberse posiblemente a la gran altura y pendiente que presenta la Cordillera de los Andes en esas latitudes, a la resolución relativamente baja de los puntos de reticulado ( $2.5^\circ$ ) y al método utilizado para obtener la altura del nivel de 1000 hPa.

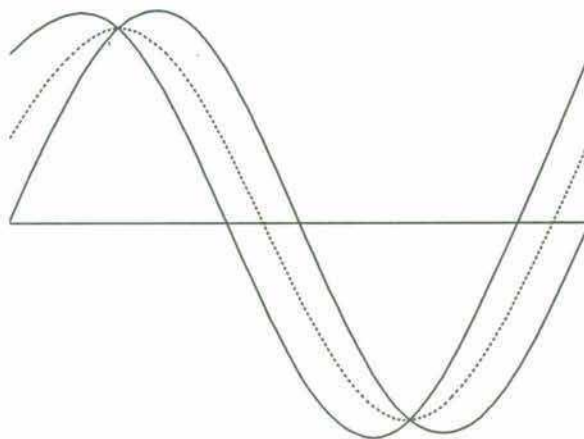
La repercusión de los sistemas sobre el campo de 500 hPa es relativamente escasa, lo que denota una fuerte componente térmica en los máximos y mínimos investigados. Esta característica resulta especialmente notable para los sistemas de Ezeiza y Resistencia.

La cuñas y vaguadas en el nivel de 500 hPa presentan una orientación NNO-SSE.

Las situaciones anticiclónicas están vinculadas a menores valores de espesor 500/1000 hPa (estructura térmica más fría) que los sistemas ciclónicos.

El campo baroclínico principal asociado a los máximos de presión se sitúa aproximadamente  $5$  a  $10^\circ$  más al norte que el correspondiente a los mínimos béricos.

Los sistemas analizados presentan en general su mayor intensidad durante el día 0, hecho que en parte puede deberse a la mayor dispersión que existe en su posición durante los días previos y posteriores.



La figura 3.1 muestra dos ondas sinusoidales defasadas en  $\pi/4$ . La línea punteada exhibe la onda promedio, donde puede verificarse que debido al defasaje existente entre las ondas, la amplitud resultante es menor.

**Figura 3.1:** ondas sinusoidales desplazadas en  $\pi/4$  (líneas llenas) y su promedio (línea punteada)

Se detallan a continuación las características más destacadas de los campos medios correspondientes a los mínimos y máximos de presión sobre Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

## 2.1 Campos anuales

### 2.1.1 Mínimos

La figura 3.2 presenta los campos medios correspondientes al día previo a la ocurrencia de un mínimo de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

Se observa un campo bórico en 1000 hPa poco perturbado con un eje de presiones relativamente menores extendiéndose a lo largo del centro y norte de nuestro país. Esta zona de baja presión resulta más acentuada para los mínimos de presión registrados en Resistencia, distinguiéndose muy claramente la Depresión del



Noroeste Argentino (DNOA).

El flujo del norte es bastante intenso con anterioridad a la ocurrencia de un mínimo en Resistencia, característica que se amortigua a medida que los sistemas se ubican sobre latitudes mayores.

El campo de 500 hPa muestra una vaguada aproximándose desde el Océano Pacífico (en concordancia con los cortes verticales mostrados en el Capítulo II), localizándose fuera del retículo para los mínimos de Comodoro Rivadavia.

El flujo en la tropósfera media sobre las respectivas estaciones es predominantemente zonal, con isohípsas curvadas en forma levemente anticiclónica, lo que resulta coherente con las anomalías positivas de altura señaladas en la figura 2.19 del capítulo anterior.

El espesor 500/1000 hPa muestra una lengua de aire cálido sobre el centro y norte del país, que aparece mucho más intensa para los sistemas que inciden más al norte. Se destaca además una franja de mayor baroclinicidad que se ubica entre 35°S y 40°S en los mapas de Resistencia y Ezeiza, y que aparece más dispersa para los mínimos de Comodoro Rivadavia.

La figura 3.3 permite apreciar los campos medios de altura geopotencial y espesor 500/1000 hPa, correspondiente al día del mínimo de presión en cada una de las estaciones analizadas.

El mapa de 1000 hPa muestra, en las tres estaciones estudiadas, el desplazamiento de un eje de vaguada sobre nuestro país vinculado a una zona frontal. La DNOA se halla ubicada más al norte que en la víspera en el mapa de Resistencia y se hace más evidente en los mapas de Ezeiza y Comodoro Rivadavia. Puede notarse además que los mínimos béricos de Comodoro Rivadavia se asocian a vientos más intensos sobre la Patagonia.

La configuración del geopotencial en 500 hPa muestra también el desplazamiento de una perturbación ciclónica sobre latitudes

medias, ubicándose las respectivas estaciones aproximadamente sobre los puntos de inflexión de las ondas.

El espesor 500/1000 hPa evidencia un aumento de la baroclinicidad sobre los 35°S y una lengua cálida vinculada a la penetración de aire desde latitudes subtropicales, producto de la persistencia del viento norte.

Es posible confirmar, a partir de la figura 3.3, que los mínimos de presión sobre Resistencia y Ezeiza están asociados a pasajes frontales fríos. Efectivamente el mapa de 1000 hPa muestra que estos sistemas están acompañados por una fuerte circulación meridional y, a partir de la carta de espesor, de una región baroclínica muy bien delimitada que separa dos masas de aire con diferentes características térmicas.

Los sistemas que afectan a Comodoro Rivadavia presentan el aspecto de oclusiones. Esto se evidencia especialmente a través del campo de espesor 500/1000 hPa (Petterssen, 1956) que muestra una zona de mayor baroclinicidad al norte de esta estación.

La figura 3.4 exhibe los mapas correspondientes al día posterior a la ocurrencia de los mínimos béricos en las tres estaciones estudiadas.

Puede observarse que los respectivos sistemas en superficie se han desplazado hacia el este (localizándose la zona frontal sobre el norte de Uruguay en los mapas de Resistencia y Ezeiza), dando lugar a la entrada de una cuña anticiclónica proveniente del Océano Pacífico.

El desplazamiento hacia el noreste de la DNOA sugiere que el sistema frontal se halla, en promedio, al norte de Resistencia.

La situación sinóptica imperante en Comodoro Rivadavia es semejante a la que tiene lugar durante el día previo al pasaje de mínimos de presión por Resistencia (fig. 3.2 arriba), aunque en el presente caso el sistema frontal al este de la Patagonia es más intenso y se asocia a la entrada de aire más frío (comparar los



campos de espesor). Estos resultados, que concuerdan con los hallados en el Capítulo II, confirman un defasaje de aproximadamente 24 a 48 horas entre el pasaje de mínimos de presión por Comodoro Rivadavia y Resistencia.

El correspondiente eje de vaguada en 500 hPa se halla próximo a Resistencia y Ezeiza, y se ubica corriente abajo de Comodoro Rivadavia.

El campo de espesor muestra el desplazamiento hacia el norte de la zona de mayor baroclinicidad, la disipación de la lengua cálida en los mapas de Resistencia y Ezeiza, y la entrada de aire más frío desde latitudes más altas.

Se observa en el campo de espesor de Comodoro Rivadavia la intensificación de la lengua cálida ubicada al norte de 30°S, debido que el viento norte sobre el este del país ha persistido por más de 48 horas.

#### **2.1.2 Máximos**

La figura 3.5 presenta los campos medios correspondientes al día previo a la ocurrencia de un máximo de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

A través del campo de 1000 hPa se aprecia la entrada de una cuña desde el Océano Pacífico vinculada al avance de una zona frontal. Este frente frío se halla próximo a Bahía Blanca en el mapa de Comodoro Rivadavia y se ubica cercano a Resistencia para las dos estaciones restantes. En el mapa inferior (izquierda) puede apreciarse una perturbación ciclónica sobre el norte de nuestro país que podría vincularse a un frente caliente sobre la Mesopotamia.

El mapa de 500 hPa muestra a las respectivas estaciones ubicadas prácticamente sobre un eje de vaguada, mientras que una cuña avanza desde el Océano Pacífico (fuera del retículo para el caso de Comodoro Rivadavia).

El campo de espesor evidencia la entrada de aire más frío desde el sur y una zona baroclínica, localizada en promedio sobre los  $35^{\circ}\text{S}$ , que aparece más nítida para los máximos de Resistencia y Ezeiza.

Cabe destacar que el campo térmico correspondiente al día previo a un máximo de presión resulta aún más frío que el hallado para el día posterior al registro de un mínimo.

La figura 3.6 ilustra la situación media imperante durante la ocurrencia de máximos de presión en superficie sobre Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

Se confirma aquí que los máximos de presión sobre Resistencia están asociados, en promedio, a anticiclones que se desplazan más al sur de la misma, mientras que los sistemas sobre Comodoro Rivadavia circulan preferentemente al norte de esta estación. Por esta razón, tal vez, los máximos béricos sobre Ezeiza presentan mayores presiones que en el resto de las estaciones.

El campo de 500 hPa permite verificar que las distintas estaciones están ubicadas prácticamente sobre el punto de inflexión de las ondas (de acuerdo con el capítulo anterior) y que la cuña entrante sobre Comodoro Rivadavia presenta, en promedio, una leve confluencia en su parte delantera.

El espesor 500/1000 hPa muestra que la baroclinicidad se halla más concentrada para los máximos béricos de Comodoro Rivadavia y que ésta disminuye a medida que los sistemas inciden más al norte. Puede verificarse también que la entrada de aire frío al sur de  $35^{\circ}\text{S}$  es más intensa para los máximos de Comodoro Rivadavia.

En los mapas de Ezeiza y, más especialmente, de Resistencia se advierte una lengua cálida sobre el oeste del país, ligada a la advección de aire más cálido desde el norte (en la parte occidental del anticiclón) y a la subsidencia.

Al cabo de 24 horas (figura 3.7), los máximos de presión sobre Comodoro Rivadavia presentan un aspecto muy similar al mostrado en



la figura 3.6 para Ezeiza, aunque en este caso la altura geopotencial alcanzada es menor.

Los sistemas sobre Ezeiza y Resistencia parecen debilitarse levemente a medida que se desplazan hacia el este (ver también figura 3.1). La posición de estos anticiclones y la configuración del campo de espesor denotan la presencia de advección cálida sobre el continente, efecto que contribuye a intensificar la lengua caliente ya insinuada en la víspera y a favorecer la formación de la DNOA en el caso de los mínimos de Resistencia.

Los mapas de 500 hPa muestran ahora a las distintas estaciones ubicadas prácticamente sobre los correspondientes ejes de cuña.

## 2.2 Campos estacionales<sup>1</sup>

Con el propósito de establecer diferencias con respecto al promedio anual, se estudiaron las características de los campos medios para los máximos y mínimos de presión en invierno y verano respectivamente.

Las figuras correspondientes a los días previos y posteriores no se incluyen, pero se comentan los rasgos más salientes de la evolución temporal de los sistemas.

### 2.2.1 Mínimos

La figura 3.8 permite apreciar los campos medios de altura geopotencial y espesor, durante la ocurrencia de mínimos de presión sobre **Resistencia** en verano e invierno respectivamente.

Los mínimos de presión que se observan en Resistencia en **verano** están asociados a incursiones de frentes fríos sobre la Patagonia y a la posterior entrada de una débil cuña sobre el centro del país. Se observa la nítida presencia de la DNOA (más

---

<sup>1</sup>Nota: en el Anexo I se detallan las principales diferencias en el comportamiento de los sistemas débiles e intensos.

cercana a Resistencia que en el promedio anual), ligada a un flujo sostenido del norte sobre el este de Argentina, asociado a una lengua cálida más profunda.

El mapa de 500 hPa muestra una doble vaguada sobre latitudes subtropicales, localizándose Resistencia unos  $18^{\circ}$  corriente abajo del eje ubicado sobre las costas chilenas. En el campo de espesor se distingue claramente una zona baroclínica ubicada al norte de la Patagonia.

En invierno los mínimos sobre Resistencia están relacionados con pasajes frontales sobre latitudes más bajas que provocan, al cabo de 24 horas (fig. no mostrada), el abrupto llenado de la DNOA (Lichtenstein, 1980) y la entrada de una cuña anticiclónica proveniente desde Océano Pacífico aproximadamente sobre los  $35^{\circ}\text{S}$ . Cabe destacarse que la perturbación en 500 hPa y la zona de mayor baroclinicidad, ubicada en promedio sobre los  $35^{\circ}\text{S}$ , resultan mucho más intensas que en verano.

Los campos medios correspondientes a los mínimos b́aricos de Ezeiza presentan menores diferencias estacionales (fig. 3.9).

En ambas estaciones del año los mínimos de presión sobre Ezeiza están asociados en promedio a pasajes de frentes fríos, como lo evidencian el flujo meridional en superficie y la clara presencia de una zona baroclínica concentrada al SSO de Ezeiza.

Puede detectarse en verano vientos mucho más fuertes sobre la Patagonia, aunque los anticiclones que penetran por detrás de los sistemas frontales son más intensos durante el invierno.

Los mapas de 500 hPa y espesor revelan una atmósfera relativamente barotrópica al norte de Ezeiza en verano, mientras que en invierno muestran perturbaciones notoriamente más intensas.

La figura 3.10 presenta la situación media imperante durante el pasaje de mínimos de presión en Comodoro Rivadavia en verano e invierno.



Durante el **invierno** puede notarse con claridad la DNOA (presente desde 24 horas antes del pasaje del sistema) debido posiblemente a que las perturbaciones en la tropósfera media inciden sobre latitudes más bajas durante esta estación.

Los mínimos de presión se asocian claramente en invierno a pasajes de sistemas ocluidos, tal como puede verificarse a partir de los campos de 1000 hPa y de espesor, en conexión con una depresión que se ubica en promedio sobre Tierra del Fuego.

El anticiclón semipermanente del Atlántico se halla levemente más intensificado en invierno, mientras que durante el verano el anticiclón del Océano Pacífico presenta un mayor desarrollo.

En **verano** los mínimos de presión sobre Comodoro Rivadavia se relacionan preferentemente con incursiones de frentes fríos.

Los mapas de 500 hPa muestran en general escasa variación estacional, aunque los sistemas de invierno presentan una mayor inclinación dentro de la tropósfera. Teniendo en cuenta además que el defasaje de tiempo con que se producen los mínimos de altura entre 1000 y 500 hPa no varía mayormente a lo largo del año (ver Cap II 9.2.1), puede inferirse que la velocidad de traslado de estas depresiones es mayor en invierno.

#### 2.2.2 Máximos

La figura 3.11 muestra la situación sinóptica media imperante durante la ocurrencia de máximos de presión en **Resistencia**, en verano e invierno respectivamente.

Esta estación presenta las mayores diferencias estacionales, ya que en **invierno** los sistemas son notoriamente más fuertes y fríos, y tienen lugar luego del pasaje de intensos sistemas frontales.

El flujo en 500 hPa muestra en invierno corrientes conducentes más meridionales, con lo cual los sistemas alcanzan latitudes más bajas que en verano.

El mapa de espesor revela un eje frío asociado al pasaje frontal y uno cálido vinculado con la subsidencia producida por la fuerte cuña en la tropósfera media y con el viento del norte en la parte oeste del anticiclón. La baroclinicidad se hace evidente sobre latitudes subtropicales, por lo que se infiere que estos frentes fríos llegan hasta latitudes muy bajas.

LLama la atención que aún en invierno los máximos de presión sobre Resistencia están asociados a anticiclones que se desplazan preferentemente al sur de esta estación.

En **verano**, por el contrario, el anticiclón resulta débil, tiene un desplazamiento prácticamente zonal y es obligado a tomar rápidamente posiciones oceánicas, ya que durante esta estación el continente se ve recalentado (Petterssen, 1956; Alessandro, 1992).

Los mapas de 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa muestran que la atmósfera resulta prácticamente barotrópica al norte de 35°S en verano, lo que muestra que los máximos de presión en Resistencia no se asocian normalmente a pasajes de frentes fríos.

La figura 3.12 revela que los máximos de presión sobre **Ezeiza** presentan un comportamiento similar a los de Resistencia, aunque la presión en superficie es mayor tanto en verano como en invierno.

En **verano**, a diferencia de Resistencia, estos sistemas experimentan un desplazamiento con una componente hacia el norte más pronunciada y es posible visualizar una débil zona baroclínica al norte de Buenos Aires. Debido a que estos sistemas se desplazan rápidamente hacia el océano, el flujo del norte es prontamente restablecido contribuyendo a la intensificación de la lengua caliente.

En **invierno** el comportamiento de los máximos de presión sobre Ezeiza es muy similar al que tiene lugar en Resistencia.

La figura 3.13 permite apreciar los campos medios



correspondientes a los máximos de presión en **Comodoro Rivadavia** en verano e invierno respectivamente.

En **verano** los máximos béricos presentan el aspecto de cuñas anticiclónicas que se desplazan al sur de una zona frontal semiestacionaria, localizada al norte de Buenos Aires. Estos sistemas se dirigen hacia el noreste, estacionándose generalmente luego de 24 horas al este de la Provincia de Buenos Aires (figura no mostrada).

Los máximos de presión en **invierno**, en cambio, son notoriamente más intensos y fríos que en el resto del año, e irrumpen detrás de vigorosos sistemas frontales (tal como se observa a través del mapa de espesor) que penetran generalmente hasta el sur brasileño.

La posición de las ondas en 500 hPa no fluctúa mayormente a lo largo del año; aunque las intensas corrientes conducentes del sudoeste alcanzan Resistencia en invierno, mientras que en verano la atmósfera es mucho más barotrópica al norte de la Patagonia.

### 3. INFLUENCIA DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES

Con el objeto de estudiar en forma más detallada algunas características vinculadas al pasaje de sistemas migratorios de alta y baja presión, en especial referentes a la influencia de la orografía, se calcularon los campos de anomalías medias para los máximos y mínimos béricos en las tres estaciones analizadas. Dicho cálculo se efectuó restándole a los respectivos campos medios de altura geopotencial el mapa promedio correspondiente al período 1980-1988.

Las figuras 3.14 a 3.17 muestran fundamentalmente que la influencia de la Cordillera de los Andes se manifiesta a través de la propagación de los sistemas de presión, principalmente en la tropósfera baja, hacia latitudes menores.

La influencia de la orografía en los niveles medios de la

atmósfera se hace muy poco evidente, por lo que el campo de espesor 500/1000 hPa presenta mayores perturbaciones a sotavento de la cordillera mostrando una mayor variabilidad térmica sobre esas regiones.

El efecto de la Cordillera de los Andes sobre los sistemas migratorios de presión se verifica durante todo el año, aunque presenta su mayor intensidad en invierno.

### 3.1 Mínimos

La figura 3.14 muestra los campos de anomalías medias de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y del espesor 500/1000 hPa para los mínimos de presión en Resistencia.

El mapa de 1000 hPa muestra claramente que las perturbaciones asociadas a los mínimos béricos en Resistencia penetran desde latitudes medias y se extienden rápidamente hacia el norte, una vez que ingresan al continente (en concordancia con Gan y Rao, 1992).

Este hecho se debe al aumento en la velocidad del viento en niveles medios que tiene lugar durante el acercamiento de una perturbación ciclónica (fig. 3.14 centro), y a la presencia de la Cordillera de los Andes que obstaculiza el flujo del oeste, especialmente al norte de 38°S, provocando un descenso de la presión a sotavento (Ciappesoni, 1980).

En consecuencia las mayores anomalías negativas de altura a sotavento de los Andes tienen lugar en invierno, pues durante esta estación la baroclinicidad se extiende hacia latitudes más bajas (Phisick, 1981) y el índice de circulación zonal aumenta, favoreciendo un mayor descenso de la presión a sotavento de los Andes (Díaz, 1953). Por otra parte los sistemas provenientes del Océano Pacífico, al desplazarse más al norte durante esta estación, se encuentran con la parte más alta de la cordillera aumentando el efecto orográfico.

Puede observarse en el mapa de anomalías de espesor un gran contraste a través de los Andes, lo que obedece a la subsidencia



forzada por la orografía que provoca el calentamiento de las capas medias atmosféricas a sotavento de la cordillera (Norte, 1988). El ascenso forzado a barlovento produce enfriamiento, lo que motiva la ausencia de anomalías positivas al oeste de los Andes y contribuye a aumentar el contraste térmico a través de la cordillera.

La figura 3.15 muestra que aún las perturbaciones que se desplazan sobre el sur de la Patagonia están claramente influenciadas por la orografía, ya que si bien el núcleo de la perturbación en 1000 hPa mantiene una trayectoria prácticamente zonal, existe un estiramiento hacia el norte de las anomalías negativas inmediatamente después de ingresar al continente.

### 3.2 Máximos

Los sistemas de alta presión que se desplazan sobre el territorio argentino se ven también claramente influenciados por la presencia de la orografía.

La Cordillera de los Andes presenta una altura media de 2000 metros aproximadamente hasta los 38°S, a partir de donde experimenta un rápido aumento alcanzando una elevación promedio de 5000 metros al norte de 33°S.

Según Lichtenstein (1989) las masas de aire frío que ingresan al continente desde el sudoeste, al sur de 38°S, pueden cruzar sin dificultad la cadena montañosa de los Andes. Sin embargo el aire que circula más al norte se ve cada vez más impedido de cruzar la cordillera, por lo que está obligado a rodear el obstáculo orográfico aumentando su curvatura anticiclónica.

Una vez que el anticiclón se halla sobre nuestro país, el flujo que se dirige hacia el oeste en la parte norte del sistema no puede cruzar la cordillera, pues su altura es muy elevada en esas latitudes y las masas de aire involucradas son generalmente muy estables. En consecuencia los Andes actúan como un dique contenedor para estas masas de aire, acumulando el aire frío sobre la falda oriental de la cordillera y contribuyendo a mantener o intensificar al sistema.

La figura 3.16 muestra los campos medios de anomalías para los máximos de presión en invierno sobre Resistencia.

Puede notarse claramente como las anomalías positivas de altura penetran hacia latitudes más bajas manteniéndose, al norte de  $40^{\circ}\text{S}$ , enteramente al este de la cordillera con un alto gradiente sobre su falda oriental.

Es posible observar en el mapa de 1000 hPa correspondiente al día cero (columna central), un centro de anomalías negativas de altura sobre las costas chilenas producto también de influencias orográficas.

Dado que el nivel de 500 hPa se encuentra a una altura superior a los 5000 metros, las perturbaciones de escala sinóptica que tienen lugar en este nivel no se ven mayormente afectadas por la presencia de la cordillera.

El mapa de espesor permite apreciar, a pesar de la relativamente baja resolución de los datos, un mayor gradiente en las anomalías sobre la Cordillera de los Andes, confirmando la acumulación de aire frío en esas regiones.

El efecto de la orografía sobre los sistemas de alta presión tiene lugar durante todo el año, aunque resulta particularmente notable durante el invierno puesto que las masas de aire involucradas son más frías y estables y, como se ha visto antes, los sistemas frontales penetran hasta latitudes más bajas.

La figura 3.17 permite verificar que los máximos de presión que se desplazan sobre Comodoro Rivadavia están también influenciados por la acción de la cordillera. Cabe destacar nuevamente que aunque el núcleo de la perturbación en 1000 hPa sigue una trayectoria relativamente zonal, las anomalías positivas de altura se extienden más allá de  $20^{\circ}\text{S}$  luego de ingresar al continente.



### 3.3 Máximos y mínimos de presión en Mendoza

Con el objeto de profundizar el estudio de la influencia de la Cordillera de los Andes sobre los sistemas migratorios de alta y baja presión, se analizó la estructura vertical de la atmósfera cuando se observan máximos y mínimos de presión en Mendoza ( $32.8^{\circ}\text{S}$ ,  $68.8^{\circ}\text{O}$ ), por ser ésta la estación aerológica más próxima a los picos más altos de la cordillera.

La metodología empleada en la elección de los extremos báricos fue similar a la descrita en el Capítulo II.

Las figuras 3.18 y 3.19 muestran los cortes verticales temporales medios de anomalías de temperatura y altura geopotencial, para los mínimos y máximos de presión respectivamente.

Puede observarse, para ambos tipos de sistemas, un comportamiento de la altura geopotencial muy similar al hallado en Ezeiza (ubicada aproximadamente sobre la misma latitud), donde los sistemas se manifiestan primero en los niveles más bajos de la atmósfera, propagándose luego hacia las capas más altas.

En verano los máximos y mínimos de presión se manifiestan preferentemente en capas bajas, presentando los ejes de las anomalías una mayor inclinación dentro de la tropósfera.

Sin embargo, a diferencia de Ezeiza, las anomalías de temperatura presentan tanto en verano como en invierno un máximo muy acentuado cerca del nivel de 800 hPa, producto de la influencia de la orografía. Esto indicaría que los mínimos de presión sobre Mendoza se vinculan, en promedio, con la ocurrencia de viento zonda en altura (Norte, 1988), mientras que los máximos de presión mostrarían el ascenso forzado por la orografía que sufren las masas de aire detrás de los sistemas frontales y la acumulación de aire más frío sobre la falda oriental de la cordillera.

#### 4. CONCLUSIONES DEL CAPITULO III

En general la repercusión de los sistemas sobre el campo de 500 hPa es relativamente escasa, lo que denota una fuerte componente térmica en los máximos y mínimos investigados. Esta característica resulta especialmente notable para los sistemas de Ezeiza y Resistencia.

La cuñas y vaguadas en el nivel de 500 hPa presentan una orientación NNO-SSE.

Las situaciones anticiclónicas están vinculadas a menores valores de espesor 500/1000 hPa (estructura térmica más fría) que los sistemas ciclónicos.

El campo baroclínico principal asociado a los máximos de presión se sitúa aproximadamente 5 a 10° más al norte que el correspondiente a los mínimos béricos.

Los mínimos de presión sobre Resistencia corresponden en verano a pasajes de sistemas frontales fríos sobre la Patagonia, cuya influencia se extiende hacia latitudes más bajas. Estos sistemas dan lugar al cabo de 24 horas a la entrada de una débil cuña sobre el centro del país. En invierno los mínimos béricos se asocian preferentemente a pasajes de frentes fríos que alcanzan a Resistencia.

Puede confirmarse a partir de los campos medios de las variables analizadas, que los mínimos de presión sobre Ezeiza se asocian tanto en verano como en invierno a pasajes de frentes fríos, como lo evidencian el flujo marcadamente meridional en superficie y la presencia de una zona baroclínica bien delimitada. En verano estos sistemas provocan vientos más fuertes sobre la Patagonia, en tanto que en invierno son seguidos por cuñas más intensas que penetran desde el Océano Pacífico.

En general durante el pasaje de mínimos de presión en verano, la atmósfera resulta más barotrópica al norte de 35°S.



Los mínimos de presión sobre Comodoro Rivadavia corresponden, en su mayoría, a sistemas ocluidos durante el invierno y a frentes fríos en el verano. La inclinación del eje de la vaguada dentro de la tropósfera y su velocidad de traslado resultan mayores en invierno.

Los máximos de presión están relacionados, en promedio, a extensos anticiclones migratorios que tienen lugar luego del pasaje de frentes fríos.

Se confirma a partir de los campos medios de altura geopotencial, que los máximos de presión sobre Resistencia se vinculan preferentemente con anticiclones que se desplazan más al sur de la misma, mientras que los máximos de Comodoro Rivadavia corresponden a sistemas que se trasladan preferentemente al norte de esta estación.

Las mayores diferencias estacionales se verifican sobre Resistencia, donde en invierno los máximos de presión se asocian a anticiclones mucho más intensos y fríos. Estos sistemas tienen lugar luego del pasaje de sistemas frontales fríos más marcados, que penetran hasta latitudes tropicales, y están acompañados por un flujo en altura más fuerte y meridional cuya influencia se extiende hacia latitudes más bajas.

En verano los máximos de presión corresponden, en general, a cuñas anticiclónicas o a anticiclones que penetran por detrás de frentes fríos menos intensos, que tienden luego a estacionarse sobre los 30 a 35°S. Estos sistemas de alta presión toman rápidamente posiciones oceánicas debido, probablemente, a la influencia del calentamiento continental.

Las diferencias estacionales se amortiguan levemente a medida que los máximos inciden sobre latitudes mayores.

La presencia de la Cordillera de los Andes motiva la propagación de los sistemas de presión hacia latitudes más bajas, al este de la misma, principalmente en la tropósfera inferior.

La influencia orográfica sobre los sistemas de baja presión se debe principalmente al acercamiento de una perturbación ciclónica en la tropósfera media al sur de  $40^{\circ}\text{S}$ , que provoca el aumento de la velocidad del viento sobre la cordillera con el consiguiente descenso de la presión a sotavento de los Andes.

Los máximos de presión se ven afectados por la orografía, puesto que la cordillera actúa como un dique contenedor de las masas de aire, que al norte del sistema, se dirigen hacia el oeste. Esto produce la acumulación de aire frío sobre la falda oriental que contribuye a mantener o intensificar al sistema, especialmente en invierno.

La influencia de la orografía en los niveles medios de la atmósfera se hace muy poco evidente, dentro de la escala sinóptica, por lo que el campo de espesor 500/1000 hPa presenta mayores perturbaciones a sotavento de la cordillera mostrando una mayor variabilidad térmica en esas regiones.

El efecto de la Cordillera de los Andes sobre los sistemas migratorios de alta y baja presión se manifiesta durante todo el año, aunque presenta su mayor intensidad en invierno.



## CAPITULO IV

### CICLOGENESIS SOBRE EL LITORAL

#### FLUVIAL ARGENTINO

*Este objetivo principal de este capítulo es analizar las condiciones sinópticas conducentes a desarrollos ciclónicos dentro de un área testigo ubicada en el Litoral Fluvial Argentino, y brindar métodos objetivos para su pronóstico. Se pretende también estudiar, a través de una situación particular, la incidencia de algunos procesos físicos sobre este tipo de evento.*

#### 1. ALGUNAS CONSIDERACIONES PRELIMINARES

En los capítulos II y III se ha estudiado la estructura dinámica y termodinámica de los sistemas sinópticos migratorios de alta y baja presión que afectan a distintas regiones de la República Argentina. En el presente capítulo se investiga un tipo particular de depresión: los ciclones del Litoral Argentino.

Los sistemas sinópticos que se trasladan sobre el Océano Pacífico en latitudes medias sufren alteraciones al traspasar la Cordillera de los Andes. Sobre la Argentina ocurren rápidas transformaciones sinópticas como frontogénesis, ciclogénesis, movimiento de líneas de inestabilidad, etc. (Lichtenstein, 1989) que se hallan gobernadas por la dinámica de la tropósfera superior en la que se amortigua la influencia de la cordillera.

En particular la región comprendida entre 20°S y 40°S, al este

del meridiano  $60^{\circ}\text{O}$ , suele producirse el rápido desarrollo de intensos ciclones (Carleton, 1979, Gan y Rao, 1991), fenómeno conocido como ciclogénesis del Litoral Fluvial Argentino. Como se ha expresado anteriormente, estas depresiones producen abundantes precipitaciones y motivan con frecuencia el desborde del Río de la Plata debido a los fuertes vientos del sudeste que se originan.

Según lo expuesto en el capítulo I las ciclogénesis a sotavento de cadenas montañosas están influenciadas por la forma y altura del obstáculo orográfico, y por la manera en que el flujo incide sobre este (Trevisán, 1976; Chung, 1977). En consecuencia, dada la topografía de la Cordillera de los Andes y su ubicación respecto del cinturón de vientos del oeste (Schwerdfeger y Martín, 1964), las ciclogénesis del Litoral presentan claras diferencias respecto de las que ocurren en otras regiones del planeta.

## 2. INFORMACION UTILIZADA

La información utilizada en este capítulo incluye:

- Mapas sinópticos trihorarios de superficie (correspondientes a las horas 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, y 21 UTC), analizados a intervalos de 3 hPa, existentes en el Servicio Meteorológico Nacional.

- Información diaria proveniente de radiosondeos (12 UTC) en 14 niveles fijos de presión, desde superficie hasta 100 hPa (idénticos a los empleados en el capítulo II), correspondientes a las estaciones Resistencia ( $27.3^{\circ}\text{S}$ ,  $59.0^{\circ}\text{O}$ ), Ezeiza ( $34.5$ ,  $58.3^{\circ}\text{O}$ ), Córdoba ( $31.3^{\circ}\text{S}$ ,  $64.2^{\circ}\text{O}$ ) y Mendoza ( $32.8^{\circ}\text{S}$ ,  $68.8^{\circ}\text{O}$ ).

- Análisis diarios de altura geopotencial (12 UTC) en puntos de reticulado en los niveles de 1000 y 500 hPa, provistos por el ECMWF. El área utilizada está limitada por los paralelos 20 y 55 de latitud sur y los meridianos 40 y 120 de longitud oeste.

El período de estudio comprende los años 1980 a 1984.

Para el análisis exhaustivo de la ciclogénesis del 2 de julio



de 1983 se empleó además:

- Observaciones de precipitación diaria acumulada (medida a las 12 UTC) en algunas estaciones sinópticas de Argentina y Uruguay. La nómina completa de estaciones utilizadas se detalla en el APENDICE I.

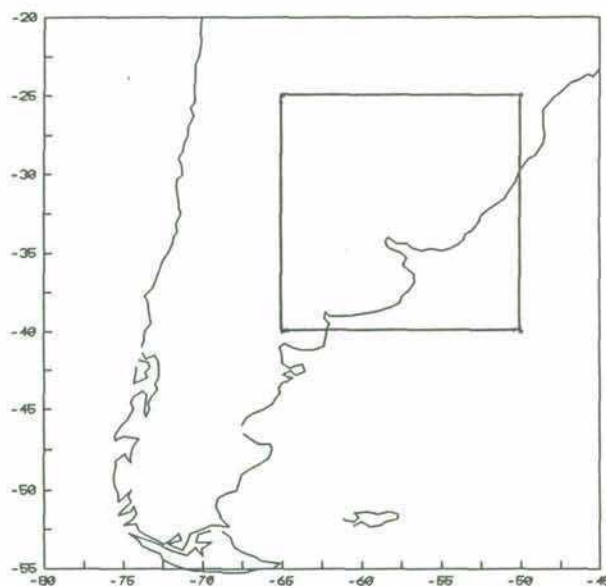
- Campos de altura geopotencial, temperatura, humedad específica y relativa, movimiento vertical y componentes zonal y meridional del viento (12 UTC) en los niveles de 1000, 850, 700, 500, 300, 200 y 100 hPa, para los días 28 de junio a 3 de julio de 1983. El retículo utilizado en este caso está delimitado por los paralelos 15 y 55°S, y los meridianos 40 y 80°O.

### 3. ELECCION DE CASOS DE CICLOGENESIS

Teniendo en cuenta las regiones ciclogenéticas preferenciales citadas en la bibliografía (Capítulo I 1.2.1 y 1.2.2) se utilizó el área testigo mostrada en la figura 4.1, dentro de la cual fueron seleccionados los casos de ciclogénesis a ser investigados.

La elección se efectuó revisando los mapas trihorarios de superficie del período 1980-1984, donde se escogieron todos los ciclones que se iniciaran dentro del área testigo, que perduraran al menos 24 horas y que condujeran a sistemas (en su etapa madura) con más de una isobara cerrada y con vientos en superficie superiores a 20 nudos.

Se seleccionaron de esta forma 54 ciclogénesis a lo largo de los 5 años revisados, definiéndose como día del evento (día 0) a aquél que presentara la primer isobara cerrada en los mapas de la



**Figura 4.1:** Área testigo utilizada para la elección de casos de ciclogénesis.

hora 12 UTC (analizados cada tres hPa). En el APENDICE II se detallan las fechas y algunas características de todos los casos elegidos.

Las situaciones que presentaron vientos iguales o mayores a 30 nudos y más de 2 isobaras cerradas, en algún momento de su trayectoria dentro del área testigo, fueron consideradas como intensas. Los 25 casos que cumplieron con estos requisitos están señalados en el APENDICE II con el símbolo "(I)".

La figura 4.2 muestra como se distribuyeron las situaciones seleccionadas a lo largo de los meses del año.

Se observa que la mayoría de las ciclogénesis tienen lugar durante el invierno y la primavera, en concordancia con Rivero y Ereño (1978) y Gan y Rao (1991), disminuyendo su frecuencia en verano y principios del otoño.

LLama la atención la frecuencia relativamente alta observada para los meses de febrero y noviembre. En el primero de estos meses dos de los tres casos ocurridos tuvieron lugar con una diferencia de 15 días (13 y 28 de febrero de 1984) y ambos resultaron débiles. De las 6 ciclogénesis sucedidas en noviembre dos pares de casos se hallan también muy próximos (10 y 14 días entre sí respectivamente).

Las ciclogénesis intensas tienen una distribución anual similar a la anterior, aunque se destaca en forma más notoria el máximo del mes de septiembre. Sin embargo estos resultados pueden estar influenciados por la menor cantidad de casos.

Una distribución de los ciclones intensos según las estaciones del año (teniendo en cuenta los límites fijados por el calendario) muestra que la mayoría de los episodios tienen lugar en invierno y decrecen en forma simétrica en las estaciones intermedias.

La tabla IV.1 muestra la cantidad de ciclogénesis seleccionadas durante los distintos años.



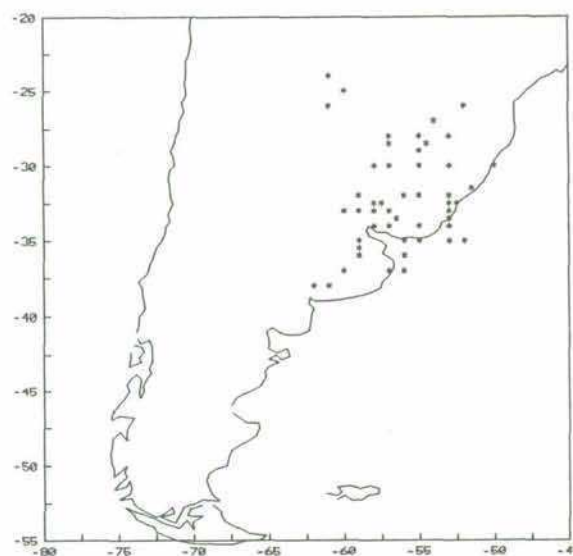
Año	Nº de ciclog.	Nº de ciclog. intensas
1980	9	3
1981	7	3
1982	7	3
1983	10	5
1984	21	11
Total	54	25

**Tabla IV.I:** Distribución de la cantidad de ciclogénesis elegidas en los distintos años del período analizado.

Se destaca en ambos casos una distribución bastante uniforme durante los tres primeros años, con un sesgo importante hacia el final del período considerado.

La figura 4.3 exhibe la posición geográfica de los centros de todos los ciclones seleccionados, en el momento de su detección.

Puede notarse que la mayoría de los casos se ubica entre los paralelos  $25^{\circ}\text{S}$  y  $37^{\circ}\text{S}$ , y los meridianos  $60^{\circ}\text{O}$  y  $52^{\circ}\text{O}$ . En consecuencia todas las ciclogénesis elegidas se hallan más de 900 km al este de la Cordillera de los Andes, en contraposición con lo que sucede en otras cadenas montañosas del mundo (ver Cap.I 1.2.1).



**Figura 4.3:** Posición geográfica de las ciclogénesis seleccionadas. Los puntos identifican los centros de los ciclones en el momento de aparición de la primer isobara cerrada.

Se destaca también una alta frecuencia de ciclogénesis inmediatamente al norte del Río de la Plata, responsables en su mayor parte de las "sudestadas".

Las situaciones declaradas "intensas" presentan una distribución espacial muy similar a la mostrada en la figura 4.3.

#### **4. SITUACION SINOPTICA ASOCIADA A LA OCURRENCIA DE CICLOGENESIS EN EL LITORAL ARGENTINO**

Con el objeto de analizar las condiciones sinópticas medias conducentes a ciclogénesis sobre el Litoral Argentino, se obtuvieron los campos medios de altura geopotencial (en los niveles de 1000 y 500 hPa) y de espesor 500/1000 hPa, correspondientes a las situaciones seleccionadas. Se calcularon además los campos de anomalías medias con respecto al promedio 1980-1988.

Estos campos medios diarios fueron calculados desde cinco días antes y hasta tres días después de los eventos.

##### **4.1 Campos medios**

La figura 4.4 exhibe la situación sinóptica media imperante tres días antes de la ocurrencia de ciclogénesis sobre el Litoral Argentino.

En el mapa de 1000 hPa puede observarse una débil perturbación ciclónica frente a las costas chilenas. La DNOA muestra una mayor profundidad que en los mapas climatológicos, debido a la proximidad de una vaguada en la tropósfera media (Díaz, 1953).

El mapa de espesor evidencia una zona de máxima baroclinicidad sobre el centro de Argentina.

Durante el día -2 (figura 4.5) la DNOA aparece más intensificada, mientras que los anticiclones del Atlántico y



Pacífico se encuentran desplazados hacia el sur, mostrando mayores presiones en superficie.

La vaguada en el nivel de 500 hPa se ha desplazado levemente hacia el este y la zona baroclínica insinúa una mayor intensidad.

Un día más tarde (figura 4.6) la DNOA presenta una apreciable intensidad, provocando (junto con el buen desarrollo del anticiclón subtropical del Atlántico) un flujo sostenido del noreste sobre el este del país, que contribuye a incrementar el contraste térmico a través de la zona baroclínica. Es también evidente la intensificación del puente de alta presión que se extiende desde la Provincia de Buenos Aires hasta Neuquén, y la creciente curvatura ciclónica en el flujo del noreste, ligada a la intensificación (frontogénesis) de un frente caliente cerca de los 30°S, con orientación ONO-ESE (ver también el mapa de espesor).

La mayor parte del país, con excepción de la Patagonia, se halla influenciada por la parte delantera de una intensa vaguada en la tropósfera media.

La figura 4.7 muestra la situación sinóptica media imperante durante el día de las ciclogénesis.

Puede observarse que los ciclones hallados tienen su centro en promedio al este de la Mesopotamia, sobre el límite entre Uruguay y Brasil, favoreciendo la ocurrencia de vientos del sudeste sobre el Río de la Plata.

La profunda vaguada en la tropósfera media tiene su eje sobre la Cordillera de los Andes, hallándose el ciclón en superficie aproximadamente sobre el punto de inflexión de las ondas en 500 hPa (Petterssen, 1956). Los mapas de 1000 hPa y espesor 500/1000 hPa revelan claramente que este tipo de sistemas corresponden generalmente a ondas frontales, cuya rama fría ha llegado hasta Salta provocando el rápido llenado de la DNOA.

La zona baroclínica muestra ahora su mayor intensidad, debido

al aporte de aire cálido desde el norte y a la penetración de una masa relativamente más fría desde el sur.

El día posterior a los sucesos (figura 4.8) el ciclón frontal en superficie se ha profundizado respecto de la víspera y se ha desplazado hacia el sudeste guiado por las corrientes en la tropósfera media.

Una masa de aire más frío avanza sobre el continente, asociada a una cuña en la tropósfera media. Sin embargo, de acuerdo al mapa de espesor, esta irrupción fría no produce un gran descenso de temperatura y no se vincula con anticiclones de gran envergadura, ya que no aparecen sistemas de alta presión con isolíneas cerradas en los mapas medios de los días posteriores (figuras no mostradas).

Los casos clasificados como intensos presentan una situación sinóptica media muy similar. Estos sistemas se asocian a una vaguada en la tropósfera media más intensa que presenta una leve difluencia hacia el lado polar, lo que contribuye a una mayor advección de vorticidad ciclónica, a un mayor desarrollo de la DNOA y, en consecuencia, a un aporte de aire cálido más importante que intensifica la región baroclínica.

La posición media de los ciclones en el momento de su génesis es similar, siendo estos casos los máximos responsables de las sudestadas e inundaciones.

#### **4.2 Campos de anomalías medias**

Dado que el 70% de los casos de ciclogénesis seleccionados ocurrieron entre los meses de mayo y octubre, los campos de anomalías fueron calculados con respecto a este período del año con el objeto de evitar el sesgo que se produciría al obtener anomalías anuales cuando el mayor número de casos tiene lugar durante el invierno.



La figura 4.9 exhibe los campos de anomalías medias correspondientes a cinco días antes de la formación del ciclón.

La situación sinóptica desencadenante de las ciclogénesis del Litoral Argentino muestra, cinco días antes de su inicio, un campo de anomalías en el nivel de 500 hPa que evidencia un índice de circulación zonal relativamente elevado, mientras que la carta de espesor permite apreciar una zona de mayor baroclinicidad alrededor de los 35°S. El desplazamiento del campo baroclínico hacia el norte y la presencia de un ambiente más frío en latitudes medias favorece la incursión de las perturbaciones hacia latitudes más bajas.

Durante el cuarto día previo a la ocurrencia de las ciclogénesis (figura 4.10) las mayores anomalías en 1000 hPa se concentran al sudoeste del continente alrededor de los 40°S. Este centro anómalo se intensifica con la altura (ver 500 hPa) y se asocia a un núcleo frío en el mapa de anomalías de espesor. Estas características indicarían que las ciclogénesis del litoral pueden vincularse a pasajes de depresiones segregadas.

Las fuertes anomalías negativas de altura geopotencial en el nivel de 500 hPa corresponden a una onda cuya longitud es más larga de lo habitual (aproximadamente número de onda 4), por lo que puede inferirse que las ciclogénesis del litoral son más probables en presencia de vaguadas de onda larga.

El mapa de espesor revela una franja de mayor baroclinicidad cerca de 35°S y una región relativamente más barotrópica sobre latitudes medias.

La figura 4.11 muestra el campo de anomalías durante el día -3 (dentro de las 72 horas previas al evento).

El mapa de 1000 hPa exhibe claramente como la depresión bórica es interrumpida por la Cordillera de los Andes en su desplazamiento hacia el este, regenerándose a sotavento sobre latitudes más bajas (Berbery, 1987; Mechoso, 1981) y dando lugar a la intensificación de la DNOA (Lichtenstein, 1980, Palmén y Newton, 1969).

La perturbación en 500 hPa presenta una posición más definida (ver también Cap III, 2.), apreciándose además la formación de una lengua cálida en el mapa de espesor y la intensificación de la zona baroclínica sobre el centro de Argentina.

Durante las siguientes 24 horas (figura 4.12) continúa el ahondamiento de la depresión a sotavento de los Andes, el muy lento desplazamiento de la perturbación en la tropósfera media y la intensificación de la zona baroclínica, orientada ahora en forma más meridional.

Puede destacarse en el mapa de 1000 hPa la aparición de anomalías positivas de altura sobre latitudes medias, indicando una disminución del índice de circulación zonal por debajo de los valores climatológicos. Estas anomalías positivas se visualizan también en el nivel de 500 hPa.

El día previo a las ciclogénesis (figura 4.13) las máximas perturbaciones en 500 hPa se hallan próximas a las costas chilenas, provocando advección de vorticidad ciclónica sobre la franja de mayor baroclinicidad, que ha permanecido semiestacionaria aproximadamente por espacio de cuatro días.

La longitud de las ondas en la tropósfera media corresponde aproximadamente a un número de onda 7, por lo que podría inferirse que las ciclogénesis del litoral se producen en conexión con una vaguada de onda larga que entra en fase con una perturbación de onda más corta.

El mapa de 1000 hPa muestra que las anomalías ciclónicas se hallan enteramente a sotavento de los Andes. La aparición de anomalías positivas al sur de 50°S sugeriría, junto con el lento desplazamiento de las perturbaciones en la tropósfera media, que este tipo de fenómeno puede vincularse en algunos casos con situaciones de bloqueo. Esta particularidad fue analizada también por Hessling (1923), Grandoso y Núñez (1954), e indirectamente por Berbery y Alfaro Lozano (1991).



El desarrollo del ciclón (figura 4.14) tiene lugar sobre la región de mayor contraste térmico (zona hiperbaroclínica), en el momento en que el centro anómalo en 500 hPa traspasa la Cordillera de los Andes. Se destaca además la intensificación de las anomalías positivas que rodean al ciclón en superficie.

Durante los dos días subsiguientes el sistema continúa intensificándose favorecido seguramente, entre otros efectos, por el aporte de la corriente cálida de Brasil.

Los casos clasificados como intensos tienen una estructura y una evolución muy similar a la anterior, por lo que no es necesario describirlos en forma separada; sin embargo la magnitud de las anomalías resulta aproximadamente un 25% mayor que en el caso promedio.

#### 4.3 Ciclogénesis estivales

Considerando que la circulación atmosférica presenta diferencias evidentes a lo largo del año, se analizaron las ciclogénesis estivales (noviembre-abril) con el objeto de estudiar sus diferencias respecto de las que tienen lugar durante el invierno.

En general no puede verificarse la presencia de ondas largas en la tropósfera media durante los días precedentes a estos episodios.

El día -4 (figura 4.15) puede apreciarse un anticiclón sobre la provincia de Buenos Aires, asociado posiblemente a un frente semiestacionario sobre el litoral.

El mapa de 500 hPa muestra una vaguada que afecta principalmente latitudes medias y subtropicales, mientras que la carta de espesor indica nuevamente un ambiente relativamente más frío sobre latitudes medias.

El día -3 (figura 4.16) se destaca la súbita profundización de la DNOA, debido al acercamiento de la vaguada en la tropósfera media, y la formación (o reactivación) de una zona baroclínica sobre el centro del país.

Durante el día -2 (figura 4.17) puede apreciarse la extensión hacia el sur del anticiclón sobre el Océano Pacífico y la intensificación del anticiclón sobre el Atlántico que provoca el aumento del flujo del noreste sobre el este del país.

La vaguada en 500 hPa presenta una leve difluencia, produciendo una buena advección de vorticidad ciclónica sobre la zona baroclínica, que continúa intensificándose.

Las anomalías de altura geopotencial y espesor (figura 4.18) presentan el día -1 un aspecto muy similar al que tienen lugar durante el invierno. La ubicación de los centros anómalos coincide casi exactamente con los hallados para las ciclogénesis invernales, aunque la magnitud de las anomalías es apreciablemente menor.

El día de los sucesos (figura 4.19) puede observarse una situación prácticamente similar a la de invierno, dónde los ciclones generados presentan una intensidad menor.

Es importante destacar que durante la evolución de la situación sinóptica conducente a ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino, no se comprueba la existencia de una perturbación ciclónica fría que incursione desde el Océano Pacífico y atraviese luego la Cordillera de los Andes.

Las ciclogénesis estivales pueden estar también favorecidas por la mayor inestabilidad de las masas de aire y por el calentamiento del continente que tiene lugar durante esta época del año (Necco, 1982a; Alessandro, 1992).

#### **4.4 Análisis de radiosondeos**

Con el objeto de analizar la estructura vertical de la



atmósfera sobre distintas latitudes durante la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino, se estudiaron los sondeos aerológicos de algunas estaciones meteorológicas.

A partir de las fechas de todos los eventos seleccionados, se calcularon los cortes verticales-temporales medios de temperatura y altura geopotencial para las estaciones Resistencia, Ezeiza, Córdoba y Mendoza.

La figura 4.20 muestra los cortes verticales temporales de temperatura y altura geopotencial para Resistencia (arriba) y Ezeiza (abajo). En ella se observa, a través de las anomalías de ambas variables, que ésta última estación presenta las mayores perturbaciones.

Las anomalías de altura geopotencial denotan la presencia de una intensa vaguada en la tropósfera superior, exhibiendo el carácter eminentemente dinámico de estos sistemas.

La existencia de una fuerte compensación térmica estratosférica pone en evidencia el descenso que sufre el nivel de la tropopausa (Hirschberg y Fritsch, 1991), lo que confirma que estos eventos se hallan fuertemente influenciados por los procesos que tienen lugar en la tropósfera superior. Este comportamiento difiere del que tiene lugar durante el pasaje de mínimos de presión que no conducen a ciclogénesis (comparar con la figura 2.23)

La figura 4.21 presenta los cortes correspondientes a las estaciones Córdoba (arriba) y Mendoza (abajo).

Los sondeos de Mendoza son los más influenciados por el pasaje de las ondas en los niveles altos de la atmósfera. Sin embargo, en ambas estaciones, estas perturbaciones prácticamente no se reflejan en superficie, puesto que la Cordillera de los Andes interrumpe el flujo del oeste impidiendo el paso de los sistemas. Se destaca además, especialmente en Mendoza, la existencia de anomalías positivas de temperatura por encima de 800 hPa durante los días previos, hecho que podría vincularse a la presencia de zonda en altura (Norte, 1988).

Dada la ubicación geográfica de Mendoza las perturbaciones se detectan primero sobre esta estación. Se aprecia también que las anomalías de temperatura y altura muestran en Mendoza una variación progresiva con el tiempo, mientras que resultan abruptas sobre Ezeiza.

En todos los casos analizadas las anomalías negativas de temperatura después del pasaje del ciclón superan ampliamente en valor absoluto al calentamiento previo.

#### **4.5 Diferencias entre casos de ciclogénesis y pasajes frontales**

Teniendo en cuenta que Ezeiza es la estación aerológica ubicada sobre el este de nuestro país que más se ve influenciada por las ciclogénesis del litoral (ver fig 4.20), se compararon los campos de anomalías medias asociadas a la ocurrencia de ciclogénesis en esta región con los que tienen lugar durante la ocurrencia de mínimos de presión en Ezeiza. Los eventos comparados corresponden al período mayo-octubre 1980-1982.

La figura 4.22 muestra los campos de anomalías de altura geopotencial y espesor, cinco (izquierda) y cuatro (derecha) días antes del pasaje de mínimos béricos sobre Ezeiza. Puede observarse en ambos mapas que si bien existe una perturbación ciclónica en el nivel de 1000 hPa, ésta presenta una intensidad menor y se ubica sobre latitudes mayores que en el caso de las ciclogénesis.

Cabe destacar la total ausencia de anomalías negativas en los mapas de 500 hPa y de espesor.

La figura 4.23 presenta los campos de anomalías, correspondientes a los mínimos de presión en Ezeiza durante los días -2 (izquierda) y -1 (derecha). Resulta nuevamente evidente que la perturbación en 1000 hPa incide sobre latitudes apreciablemente mayores (unos 12 a 15°), por lo que las anomalías negativas no se ven interrumpidas por la Cordillera de los Andes, sino que cruzan el obstáculo orográfico sin dificultad (al sur de 38°S) extendiéndose a sotavento hacia latitudes menores.



Otra diferencia fundamental la constituye la total ausencia de anomalías positivas sobre latitudes altas.

Los mapas de 500 hPa muestran que la máxima perturbación ciclónica se ubica casi unos  $15^\circ$  más al sur que en caso de las ciclogénesis, y que los campos reproducen en general las características típicas de las ondas de los oestes, con anomalías de signo alternado y del mismo orden de magnitud.

El espesor exhibe, a diferencia de las ciclogénesis del litoral, anomalías positivas sobre el continente y una zona baroclínica que se ubica sobre la Patagonia.

La figura 4.24 muestra las anomalías de altura geopotencial y espesor, durante la ocurrencia de ciclogénesis del litoral (izquierda) y de mínimos báricos en Ezeiza (derecha).

Puede notarse la forma circular de las anomalías negativas en 1000 hPa en el mapa de la izquierda, mientras que la forma alargada que presentan en el mapa de la derecha resulta concordante con situaciones de pasajes frontales. La existencia de un centro cerrado sobre Ezeiza en este último caso obedece esencialmente a que los frentes fríos inciden con orientaciones diferentes. (ver también Cap III, 2.)

Es importante destacar el contraste evidenciado en los campos de 1000 y 500 hPa en el signo de las anomalías sobre latitudes medias, lo que implica que ambas situaciones se desarrollan bajo condiciones de circulación bien diferenciadas.

## 5. LA CICLOGENESIS DEL 2 DE JULIO DE 1983.

### 5.1 Introducción

Con el objeto de analizar en forma más detallada las ciclogénesis del Litoral Argentino y de estudiar algunos mecanismos físicos responsables de su desarrollo, se ha seleccionado un caso

particular: el acaecido el 2 de julio de 1983.

Esta situación se caracteriza por presentar el rápido desarrollo de un intenso ciclón (con una presión en superficie de 987.5 hPa) sobre las provincias de la Mesopotamia y Uruguay.

Este sistema provocó numerosas tormentas e intensas precipitaciones, que superaron los 90 mm en el norte de Uruguay. Sin embargo no constituye un típico ejemplo de sudestada, puesto que el ciclón se desplazó más de 400 Km al norte del Río de la Plata por lo que el viento del sudeste no superó los 10 nudos en esa zona.

## 5.2 La situación sinóptica

El 28 de junio (12 UTC) se observan dos intensos ciclones en superficie (fig. 4.25), ubicados respectivamente al este y sudoeste de la Patagonia, sobre la cual se extiende un eje de cuña cuya influencia llega hasta latitudes altas.

El ciclón situado sobre las costas antárticas, con una presión central de 967 hPa, se halla en fase con una depresión fría próxima a las costas chilenas. Dicha depresión se refleja en el nivel de 500 hPa como una intensa vaguada que presenta una fuerte difluencia hacia el lado polar.

El día 29 (fig. 4.26) puede apreciarse el debilitamiento del ciclón austral y el desplazamiento hacia el este del segundo sistema, mientras que una cuña con centro sobre el sur de Buenos Aires se extiende prácticamente sobre todo el país, prologándose hacia el sudeste.

La depresión fría se ha desplazado hacia el norte, reflejándose claramente en el mapa de 500 hPa a través de un intenso vórtice con un eje prácticamente vertical.

Durante el 30 de junio (fig. 4.27) un nuevo sistema ciclónico (con una presión en superficie de 970 hPa) se ubica al sudoeste del continente. La depresión segregada no aparece claramente visible en



el mapa de superficie pero se evidencia nítidamente en los campos de 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa, ubicándose unos 5° más al norte que en la víspera.

El 1 de julio (fig. 4.28) el sistema ciclónico en superficie, de gran intensidad, se ubica sobre Tierra del Fuego al oeste de una cuña anticiclónica que se extiende desde el sur de Brasil hasta las costas antárticas. Un sistema frontal semiestacionario se está intensificando sobre las provincias del noreste argentino y el sur brasileño.

El mapa de 500 hPa muestra dos centros ciclónicos: uno sobre latitudes subtropicales relacionado con la depresión segregada y otro vinculado al ciclón de superficie. Estos dos trenes de onda en la tropósfera media parecen entrar en fase, traspasando rápidamente la Cordillera de los Andes y provocando descenso de la presión a sotavento.

La figura 4.29 muestra el reanálisis del mapa de superficie correspondiente al día 2 de julio a las 0 UTC (1° de julio a las 21 hora local).

Una depresión ocluída se sitúa al sur de Tierra del Fuego, vinculada a un frente frío con escasa actividad sobre la Patagonia.

En el norte y este del país las tendencias de presión se tornan negativas, con un valor mínimo de -2.1 hPa/3h sobre la estación Concordia. Este zona de mínimas tendencias se asocia a la paulatina ondulación del frente estacionario (Petterssen, 1956). Puede observarse además convección aislada sobre Santa Fe y nevadas intensas sobre la cordillera.

El reanálisis del día 2 de julio a las 6 UTC (fig. 4.30) muestra una baja cerrada sobre el norte de la Mesopotamia. Las tendencias de presión son negativas en casi todo el centro y norte del país (sensiblemente menores a las existentes seis horas antes), con un mínimo en la estación Reconquista (29°11'S, 59°42'O) de -7.3 hPa/3h. El mal tiempo se generaliza sobre el norte del litoral registrándose lluvias intensas y tormentas, mientras que mejora sobre las provincias del oeste.

El mapa de superficie de las 12 UTC (fig. 4.31) exhibe un ciclón frontal sobre el litoral, con una presión central de 987.5 hPa. Esta región se ve afectada por lloviznas, lluvias y tormentas, algunas de ellas de gran intensidad.

El viento (a nivel anemométrico) alcanza los 30 nudos en varias estaciones de superficie, con un máximo de 40 nudos sobre Concordia, aunque no supera los 10 nudos sobre el Río de la Plata. Por esta razón la altura del río registró sólo 2.5 m., sin superar en ningún momento la marca crítica de 3.2 m.

La presencia de tendencias de presión muy negativas, con valor de -9.0 hPa/3h en Salto (Uruguay), muestra claramente que el sistema continúa aún intensificándose (Gordillo y otros, 1991).

El mapa de 500 hPa (figura 4.33) muestra que la depresión fría sobre latitudes bajas se ha abierto hacia el sur, tomando la forma de una vaguada.

El campo de isotacas en 300 hPa permite apreciar dos corrientes en chorro bien diferenciadas, una asociada al ciclón joven sobre el litoral y otra a la baja ocluida sobre Tierra del Fuego.

En el mapa correspondiente a la hora 18 UTC (figura no mostrada) puede observarse que el ciclón en superficie ha alcanzado una mayor intensidad, hallándose desplazado hacia el sudeste. Puede notarse un gran contraste en el valor y signo de las tendencias b́aricas a trav́es de la zona frontal, relacionado con el ahondamiento y ŕpido desplazamiento del sistema hacia el océano. Sobre el centro del país las condiciones del tiempo comienzan a mejorar debido a la entrada de una masa de aire más fría y seca, aunque persisten algunas precipitaciones por detrás del sistema frontal.

El total de precipitación acumulada entre las 12 UTC del 1º de julio y las 12 UTC del día 2, exhibe una franja de mayor intensidad que corresponde aproximadamente con la trayectoria del ciclón en superficie, mostrando un máximo de 92 mm sobre la estación Catalán Chico (Uruguay).



El ciclón alcanza su máxima intensidad sobre posiciones oceánicas (a una latitud de 38°S aproximadamente) durante el día 3 de julio, con una presión en superficie aproximada de 960 hPa.

### 5.3 Análisis de las tendencias de presión

Con el objeto de analizar la influencia de algunos procesos físicos sobre las variaciones de la presión en superficie durante el desarrollo del ciclón del 2 de julio de 1983, se evaluaron los distintos términos de la ecuación de las tendencias. Esta ecuación, derivada por Margules (1904) e independientemente por Bjerknes (1937), ha sido recientemente utilizada a través de un modelo en ecuaciones primitivas por Jusem Y Atlas (1991), para evaluar el impacto de distintos procesos físicos sobre la ciclogénesis del 29 de mayo de 1984.

En el presente estudio se ha expresado a la ecuación de las tendencias en una forma sencilla a fin de poder evaluar, al menos cualitativamente, el grado de importancia de los principales factores que contribuyeron al desarrollo de la ciclogénesis estudiada.

Sea  $H = h_5 - h_1$  el espesor 500/1000 hPa, donde  $h_5$  representa la altura geopotencial del nivel de 500 hPa y  $h_1$  la correspondiente al nivel de 1000 hPa.

Puede escribirse, en consecuencia:

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} = \frac{\partial h_5}{\partial t} - \frac{\partial H}{\partial t} \quad (4.1)$$

a través de la ecuación hidrostática:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = R \ln\left(\frac{P_1}{P_5}\right) \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} \quad (4.2)$$

Utilizando la ecuación termodinámica:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \mathbf{V}_h \cdot \nabla T + \omega (\Gamma_d - \Gamma) + \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt} \quad (4.3)$$

con lo cual la ecuación de las tendencias puede escribirse como:

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} = \frac{\partial h_5}{\partial t} - \mathbf{V} \cdot \nabla H + \frac{R}{9.8} \ln \frac{P_1}{P_5} [\overline{\omega (\Gamma_d - \Gamma)} + \frac{1}{C_p} \frac{d\overline{Q}}{dt}] \quad (4.4)$$

La ecuación (4.4) explica la variación de la altura geopotencial en el nivel de 1000 hPa a través del cambio en la altura del nivel de 500 hPa y del aumento o disminución del espesor 500/1000 hPa.

La variación en el espesor 500/1000 hPa puede a su vez determinarse, como lo muestran el segundo y el tercer término de la derecha en (4.4), a partir de la advección de espesor (proporcional a la advección térmica) y a través de los cambios de temperatura dentro de la columna atmosférica, producto de procesos adiabáticos (ascensos o descensos adiabáticos) y no adiabáticos.

El objetivo propuesto consiste en evaluar cada una de estas contribuciones durante el desarrollo del ciclón del 2 de julio de 1983, considerándose para ello un período de 24 horas que se extiende desde el día 1 de julio a las 12 (UTC) hasta el 2 de julio a la misma hora.

El primer término del miembro derecho en (4.4) fue evaluado a partir de los datos del ECMWF, restando punto a punto el valor del geopotencial en el nivel de 500 hPa del día 2 de julio al correspondiente 24 horas antes.

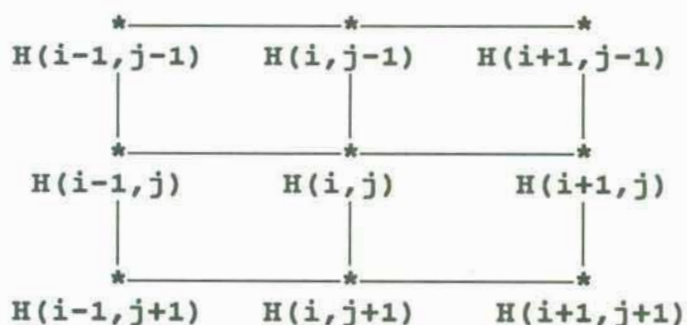


La figura 4.33 muestra el valor de la tendencia media de presión trihoraria en superficie, producida únicamente por el efecto de la variación de la altura de 500 hPa. Se consideró para ello que en los primeros metros de la tropósfera un descenso de la altura geopotencial de 8m equivale a una disminución de la presión de 1 hPa.

El desplazamiento de la intensa vaguada sobre la Argentina provocó un apreciable descenso de la altura geopotencial en el nivel de 500 hPa (mayor a 160 mgp/24h), cuyo máximo coincide aproximadamente con el punto de mayor advección de vorticidad ciclónica (figura no incluida) y con la posición del ciclón en superficie. Este descenso de la altura en el nivel de 500 hPa representa una contribución negativa a la tendencia bórica media del período analizado superior a 3 hPa/3h.

La contribución de la advección geostrófica de espesor se calculó a través del campo de espesor 500/1000 hPa y de las componentes geostróficas del viento "u" y "v", obtenidos también a partir de los análisis del ECMWF. Se utilizó para el cálculo de este término un reticulado como el esquematizado en la figura 4.34.

El valor de la advección de espesor en cada punto de grilla se halló escribiendo el término correspondiente en diferencias finitas, según la expresión:



**Figura 4.34:** Esquema del reticulado utilizado para evaluar la advección de espesor en la ecuación (4.4)

$$Adv_e(i, j) = u(i, j) \frac{[H(i+1, j) - H(i-1, j)]}{D(j)} + v(i, j) \frac{[H(i, j-1) - H(i, j+1)]}{d}$$

donde  $Adv_e(i, j)$  representa la advección de espesor en el punto

$(i,j)$ ,  $D(j)$  la distancia zonal entre dos puntos  $i+1$  e  $i-1$  (función de la latitud) y  $d$  la distancia entre dos puntos  $j+1$  y  $j-1$ , aproximadamente igual a 555 Km.

La figura 4.35 muestra el valor de la tendencia en superficie correspondiente a la hora 12 UTC del día 2 de julio de 1983, provocada por la advección de espesor.

Es posible observar una franja de tendencias negativas por delante del ciclón en superficie, correspondiente a la región donde se detecta advección de aire caliente. Este resultado concuerda con las afirmaciones de Petterssen (1956) para quien la advección de espesor (o advección térmica) influye principalmente sobre la trayectoria del ciclón y en menor medida sobre su intensificación.

La aparición de tendencias positivas por detrás del ciclón obedece al intenso viento del sur en superficie y a la presencia de un eje frío en el espesor 500/1000 hPa. El máximo de tendencias positivas ubicado sobre la falda oriental de la cordillera responde al abrupto llenado de la DNOA.

El término correspondiente a los movimientos verticales fue calculado a partir de los valores del movimiento vertical  $\omega$  (Pa/s) (obtenidos a partir de los análisis del ECMWF) y de las temperaturas en 500 y 850 hPa, a partir de las cuales se evaluaron los gradientes térmicos en cada punto de reticulado.

Dado que la velocidad vertical aumenta generalmente en forma monótona con la altura, se tomó como valor medio de la capa 500/1000 hPa el promedio aritmético de las velocidades verticales en esos niveles.

La figura 4.36 permite verificar que los fuertes movimientos de ascenso en el seno del sistema ciclónico provocaron intensos enfriamientos, que se tradujeron en valores positivos de tendencia en superficie. En consecuencia este proceso es responsable de "frenar" el desarrollo del sistema, sin el cual el ahondamiento del ciclón no tendría prácticamente límites.



La influencia de los procesos no adiabáticos sobre el desarrollo de sistemas ciclónicos, puede expresarse a través del balance de radiación, de intercambios de energía con la superficie terrestre y el entorno, y de procesos en los que existen cambios de fase.

Según Jusem y Atlas (1991) quienes estudiaron exhaustivamente el desarrollo de un ciclón durante el período de máxima intensificación (12 horas), los procesos relacionados con la condensación de vapor de agua constituyeron, en esa oportunidad, más del 90% del calentamiento de origen no adiabático.

En el presente caso, dado que el período considerado abarca 24 horas y que el cielo permaneció en su mayor parte cubierto por nubes medias y altas, se desprecia la influencia de la radiación.

El efecto de la transferencia de calor a través de la superficie terrestre resulta importante cuando existe una gran diferencia térmica entre la masa de aire y el suelo sobre el que se desplaza.

En nuestras latitudes la corriente cálida de Brasil suele ser un ámbito propicio para el desarrollo de sistemas ciclónicos; sin embargo en este caso el ciclón permaneció alejado de la costa, por lo que su influencia puede ser considerada despreciable dentro del lapso de tiempo estudiado. La aparición de algunas neblinas indicaría, en tal caso, que la masa de aire involucrada recibiría una contribución negativa de parte de la superficie terrestre, efecto que no fue tenido en cuenta.

El efecto de la liberación de calor latente y su conversión a calor sensible, fue evaluado a partir de la precipitación acumulada durante las 24 horas de estudio. La nómina completa de las estaciones utilizadas se detalla en el Apéndice I.

Dado que se intenta estimar la importancia de distintos procesos físicos que tienen lugar dentro de la escala sinóptica, se realizó un promedio areal de la precipitación tomando un radio de 500 Km alrededor del centro del ciclón en superficie, con el objeto

de "filtrar" los efectos de celdas convectivas que producen influencias locales. Se obtuvo para ello un valor de precipitación en cada punto de reticulado dentro del área considerada, interpolando las precipitaciones acumuladas en las estaciones meteorológicas, con un peso inversamente proporcional al cuadrado de su distancia al punto de referencia. Finalmente se promediaron las precipitaciones resultantes sobre los distintos puntos de grilla, con lo que se obtuvo un valor de  $PP = 34.5$  mm.

Si todo el calor latente liberado se convirtiera en calor sensible, éste implicaría un aumento en el espesor 500/1000 hPa de 48.3 mgp/3h (incluyendo el calentamiento de la columna de agua precipitada y del vapor de agua existente, estimado a partir de la humedad específica en el nivel de 700 hPa), con lo cual la tendencia de presión en superficie debido sólo a este efecto sería de  $-6$  hPa/3h.

La liberación de calor latente por precipitación sería, en consecuencia, el mayor responsable del descenso de la presión en superficie durante la situación analizada. Este resultado concuerda en cierto grado con lo hallado por Chang (1982), Anthes y Kuo (1983) y Orlanski y Polinsky (1984) entre otros, para quienes la precipitación brinda un carácter explosivo a los ciclones.

Sin embargo es posible que no todo el calor latente liberado se traduzca en un aumento del espesor 500/1000 hPa, ya que también pueden existir intercambios de energía con el entorno a través de procesos advectivos. Estos efectos no han podido ser tomados en cuenta, e indicarían que el valor de tendencia encontrado puede estar sobreestimado.

La figura 4.37 muestra la tendencia de presión en superficie resultante de todos los procesos analizados.

Se observa en general una buena concordancia en el valor y ubicación de las mayores tendencias negativas de presión en superficie (comparar con la figura 4.31). Debe tenerse en cuenta en esta comparación que la marcha diaria de la presión en superficie provoca a las 12 UTC, una tendencia de presión aproximada de 1 hPa/3h.



## 6. METODOS OBJETIVOS DE PRONOSTICO

### 6.1 Introducción

En la actualidad los modelos dinámicos globales permiten realizar pronósticos del tiempo con una antelación de varios días; sin embargo su resolución relativamente baja impide parametrizar correctamente cadenas montañosas que, como la Cordillera de los Andes, presentan una gran pendiente y un ancho pequeño. Este hecho se traduce en un menor grado de acierto en el pronóstico de fenómenos ligados a este tipo de topografía, por lo que puede resultar de utilidad combinar los métodos dinámicos con técnicas estadísticas con el propósito de derivar métodos objetivos de predicción.

Se utilizó a tal efecto el Análisis Discriminante Multivariado (ADM), técnica que permite discriminar la pertenencia de un evento entre distintos grupos, y que resulta especialmente apta para pronosticar elementos no numéricos tal como la ocurrencia o no de precipitación (Ruiz y Vargas, 1991).

La discriminación se realiza a partir de diferentes variables predictoras, seleccionadas de acuerdo al peso de los coeficientes estandarizados de las funciones discriminantes, maximizando de esta forma la separación entre las distintas categorías del predictando.

Existen tantas funciones discriminantes (o de clasificación) como grupos entre los cuales se quiera efectuar la discriminación. Un determinado suceso tendrá un puntaje de clasificación para cada grupo y pertenecerá a aquel que presente el mayor puntaje.

Esta técnica ha sido utilizada anteriormente con éxito para pronosticar la irrupción de zonda en superficie en la región de Cuyo (Norte, 1988), la ocurrencia de heladas en el sur de Brasil (Nery y otros, 1991; Seluchi y Nery, 1992) y el rendimiento del cultivo de trigo (Brynsztein y Vargas, 1983), entre muchas otras aplicaciones. Un análisis más detallado sobre esta metodología puede encontrarse, por ejemplo, en Anderson (1958), Green P.E.

(1978) o Der-Meriditchian G. (1980).

En el presente estudio se pretende discriminar la ocurrencia o no de ciclogénesis en el Litoral Argentino, a partir de variables meteorológicas.

## **6.2 Pronóstico de ciclogénesis a partir de campos de altura**

Uno de los intentos realizados para pronosticar la ocurrencia de ciclogénesis sobre el Litoral Argentino, se llevó a cabo utilizando los campos de altura geopotencial (en los niveles de 1000 y 500 hPa) y espesor 500/1000 hPa provenientes de los análisis del ECMWF.

Cada uno de los días del período 1980-1984 fue clasificado teniendo en cuenta los siguientes grupos:

- **Grupo 1:** Contiene los días previos a la aparición de un vórtice ciclónico, que cumpla con las condiciones impuestas dentro del área testigo. Teniendo en cuenta la definición del día 0, este grupo correspondería a "ciclogénesis dentro de las próximas 24 horas".

- **Grupo 2:** Contiene los días entre las 48 y 24 horas previas a la aparición de ciclones sobre el área testigo.

- **Grupo 3:** Contiene los días que no conducen a ciclogénesis dentro de las próximas 48 horas.

Teniendo en cuenta las características de los campos medios de altura y de sus anomalías (descritos en 4.1, 4.2 y 4.3), se seleccionaron diversos predictores tales como diferencias, laplacianos, índices de circulación, valores de altura en distintos puntos del reticulado, etc., con el objeto de realizar una discriminación entre los grupos anteriores. En el APENDICE III se detallan todos los predictores utilizados.

De todos los predictores calculados el método rescató como



significativos a los cinco que figuran a continuación:

$$P1 = h_s(37.5^\circ S, 102.5^\circ O) - h_s(32.5^\circ S, 50^\circ O)$$

$$P2 = h_s(40^\circ S, 102.5^\circ O) + h_s(32.5^\circ S, 50^\circ O) + h_s(55^\circ S, 87.5^\circ O) - 3 h_s(35^\circ S, 77.5^\circ O)$$

$$P3 = h_s(37.5^\circ S, 95^\circ O) - h_s(37.5^\circ S, 77.5^\circ O)$$

$$P4 = H(35^\circ S, 50^\circ O) - H(37.5^\circ S, 77.5^\circ O)$$

$$P5 = h_i(20^\circ S, 60^\circ O) - h_i(40^\circ S, 60^\circ O)$$

donde  $h_i$  representa la altura del nivel de 1000 hPa,  $h_s$  la altura del nivel de 500 hPa y  $H$  el espesor 500/1000 hPa.

Los predictores P1, P2 y P3 tienen en cuenta la amplitud, ubicación, y longitud de las ondas en la tropósfera media; P4 estima la baroclinicidad sobre el centro del país y P5 representa un índice de circulación zonal en superficie.

LLama la atención que de los cinco predictores seleccionados tres de ellos pertenecen al nivel de 500 hPa, lo que revela una fuerte componente dinámica en el desarrollo de estos sistemas.

A partir de los predictores que resultaron significativos, puede confirmarse que los ciclones del Litoral Argentino necesitan para su desarrollo una perturbación ciclónica en la tropósfera media sobre latitudes más bajas de lo habitual, superpuesta a una zona baroclínica. El descenso de la presión sobre latitudes bajas y su aumento en latitudes medias indicaría la proximidad del desarrollo del ciclón en superficie.

La tabla IV.II muestra el grado de discriminación alcanzado.

Se observa que de los 54 casos del grupo 1 se pronosticaron correctamente 42 (el 77.77%), mientras que 8 situaciones fueron ubicadas dentro del grupo 2 y 4 casos fueron pronosticados como "no ciclogénesis".

De las 54 situaciones del grupo 2 se predijo 26 en forma

correcta (el 48.15%), mientras que 16 fueron ubicadas dentro del grupo 1 (se pronostica al ciclón 24 horas antes de lo observado) y 12 en el grupo 3.

Los 1665 días que no condujeron a ciclogénesis fueron pronosticados con precisión en un 72.79 %.

Grupo Real	Grupo Pronosticado			Total
	1	2	3	
1	42 (78%)	8 (15%)	4 ( 7%)	54 (100%)
2	16 (30%)	26 (48%)	12 (22%)	54 (100%)
3	205 (12%)	248 (15%)	1212 (73%)	1665 (100%)

**Tabla IV.II:** Matriz de clasificación del pronóstico de ciclogénesis con tres grupos de clasificación, obtenida a partir de los campos de altura provenientes del ECMWF.

A partir de la tabla IV.II puede observarse que existe un alto grado de correspondencia entre lo pronosticado por el método y la realidad, por lo que esta metodología de predicción aparece como satisfactoria. Sin embargo el número de "falsas alarmas" resulta alto, puesto que existen aproximadamente cuatro de ellas por cada caso de ciclogénesis registrado.

Con el objeto de mejorar el grado de acierto del método anterior se realizó un nuevo intento separando a la muestra en dos grupos:

- **Grupo 1:** Contiene los días dentro de las 48 horas previas a la aparición de ciclones sobre el área testigo. Corresponde a los casos del grupo 1 más los del grupo 2 de la clasificación anterior.

- **Grupo 2:** Contiene los días que no conducen a ciclogénesis dentro de las próximas 48 horas.

La tabla IV.III muestra el grado de discriminación alcanzado.



Grupo Real	Grupo Pronosticado		Total
	1	2	
1	93 (86%)	15 (14%)	108 (100%)
2	230 (14%)	1435 (86%)	1665 (100%)

**Tabla IV.III:** Matriz de clasificación del pronóstico de ciclogénesis con dos grupos de clasificación, obtenida a partir de los campos de altura provenientes del ECMWF.

Puede apreciarse que el porcentaje de pronósticos correctos es notablemente mayor. Se destaca principalmente una reducción sustancial en la proporción de "falsas alarmas" que presentan una relación aproximada de dos de ellas por cada caso de ciclogénesis. Esta mejora en el grado de acierto se debe, probablemente, a la menor precisión exigida al método para detectar el momento de la aparición del ciclón en superficie.

Los predictores rescatados por el método, y que por lo tanto realizan la mejor discriminación entre los dos grupos, son:

$$P1 = h_s(35^\circ S, 70^\circ O) - h_s(50^\circ S, 70^\circ O)$$

$$P2 = h_s(20^\circ S, 80^\circ O) - h_s(40^\circ S, 80^\circ O)$$

$$P3 = h_s(37.5^\circ S, 102.5^\circ O) + h_s(32.5^\circ S, 55^\circ O) - 2 h_s(35^\circ S, 72.5^\circ O)$$

$$P4 = h_s(37.5^\circ S, 110^\circ O)$$

$$P5 = h_l(27.5^\circ S, 65^\circ O) - h_l(37.5^\circ S, 77.5^\circ O)$$

$$P6 = h_l(35^\circ S, 110^\circ O) - h_l(35^\circ S, 85^\circ O)$$

$$P7 = H(37.5^\circ S, 102.5^\circ O) + H(32.5^\circ S, 55^\circ O) - 2 H(35^\circ S, 72.5^\circ O)$$

$$P8 = H(35^\circ S, 60^\circ O)$$

Los predictores P1, P2, P3 y P4 estiman la ubicación y

amplitud de las ondas en la tropósfera media, P5 se relaciona con el desplazamiento de las anomalías de altura en superficie a través de la Cordillera de los Andes, P6 mide el valor de las anomalías positivas en superficie, mientras que P7 y P8 son estimadores de la baroclinicidad.

Puede observarse que los predictores seleccionados en este caso tienen en cuenta prácticamente los mismos factores que en la discriminación con tres grupos.

### 6.3 Pronóstico de ciclogénesis a partir de datos aerológicos

Teniendo en cuenta las figuras 4.20 y 4.21, donde se aprecia la influencia de las perturbaciones desencadenantes de las ciclogénesis en el Litoral Argentino sobre los sondeos de algunas estaciones aerológicas, se intentó utilizar este tipo de información para pronosticar este fenómeno.

A través de las figuras 4.20 y 4.21 puede inferirse que el sondeo que mejor permitiría pronosticar este tipo de evento es el de Mendoza, por presentar las mayores anomalías de altura y temperatura, y por manifestarse éstas aproximadamente 24 horas antes que en el resto de las estaciones. Puede observarse, sin embargo, que a partir de esta clase de información no es posible efectuar algún tipo de aviso de alarma con una antelación mayor de 48 horas.

La Tabla IV.IV muestra la matriz de clasificación alcanzada por el ADM, utilizando como predictores información de los radiosondeos de Mendoza (El Plumerillo) para los mismos grupos de clasificación descritos en 6.2.

La menor cantidad de situaciones analizadas responde, obviamente, a la falta de información en algunos niveles (la metodología no admite datos faltantes) o a la no realización del sondeo.

Las variables utilizadas comprenden datos de altura geopotencial (o presión en el nivel de superficie), temperatura,



temperatura de rocío, humedad relativa, dirección y velocidad de viento en los 14 niveles fijos de presión detallados en el capítulo II.

La tabla IV.IV muestra la matriz de clasificación obtenida a partir de los radiosondeos de Mendoza.

Grupo Real	Grupo Pronosticado			Total
	1	2	3	
1	34 (72%)	8 (17%)	5 (11%)	47 (100%)
2	13 (30%)	19 (43%)	12 (27%)	44 (100%)
3	179 (12%)	252 (17%)	1052 (71%)	1483 (100%)

**Tabla IV.IV:** Matriz de clasificación del pronóstico de ciclogénesis con tres grupos de clasificación, obtenida a partir de los radiosondeos de Mendoza.

El porcentaje de situaciones clasificadas en forma correcta no alcanza los valores logrados a partir de los campos de altura, aunque el grado de acierto resulta razonablemente satisfactorio.

Los predictores que resultaron significativos se muestran en la Tabla IV.V

VARIABLE	NIVEL
Presión	Superficie
Altura geopotencial	600 hPa
Temperatura	200 hPa
Temperatura	400 hPa
Temperatura	850 hPa
Temperatura de rocío	400 hPa

**Tabla IV.V:** Predictores seleccionados por el ADM a partir de los radiosondeos de Mendoza.

Los predictores seleccionados reflejan la intensidad de la vaguada en superficie y en la tropósfera media, a través de la presión y altura geopotencial, mientras que el momento de su pasaje puede ser detectado por medio de las variables térmicas y de humedad. La temperatura en el nivel de 200 hPa tiene en cuenta las oscilaciones del nivel de la tropopausa.

La tabla IV.VI exhibe matriz de clasificación obtenida, para la discriminación con dos grupos.

Grupo Real	Grupo Pronosticado		Total
	1	2	
1	68 (76%)	22 (24%)	90 (100%)
2	322 (22%)	1165 (78%)	1487 (100%)

*Tabla IV.VI: Matriz de clasificación del pronóstico de ciclogénesis con dos grupos de clasificación, obtenida a partir de los radiosondeos de Mendoza.*

Puede comprobarse nuevamente que la menor precisión del pronóstico se traduce en un grado de acierto mayor. Sin embargo los porcentajes alcanzados no mejoran los obtenidos a partir de la información en puntos de reticulado.

Las variables que fueron rescatadas en este caso por el ADM coinciden prácticamente con las mostradas en la tabla IV.V.

Con el objeto de mejorar el porcentaje de acierto, se realizó un nuevo intento reclasificando a la muestra en los dos siguientes grupos:

- **Grupo 1:** Ciclogénesis en las próximas 24 horas.
- **Grupo 2:** Sin ciclogénesis dentro de las próximas 24 horas.

La tabla IV.VII muestra la matriz de clasificación obtenida y los predictores que resultaron significativos.



Grupo Real	Grupo Pronosticado		Total	PREDICTORES
	1	2		
1	43 (91%)	4 ( 9%)	47 (100%)	TEMP 250 ALT 500
2	279 (18%)	1255 (82%)	1534 (100%)	TEMP 250 HR 400 HR 800

**Tabla IV.VII:** Matriz de clasificación y predictores obtenidos para el pronóstico de ciclogénesis a 24 horas, a partir de los radiosondeos de Mendoza.

Puede verificarse que al acortar la validez del pronóstico su grado de efectividad aumenta notablemente. Esto se debe (ver fig. 4.21) a que las anomalías térmicas y de altura geopotencial, alcanzan valores considerables recién a partir de las 24 horas previas al evento.

Por esta razón los datos provenientes de los análisis del ECMWF superan en eficacia a la información de radiosondeos, ya que permiten seguir a los sistemas a lo largo de su trayectoria.

#### 6.4 Verificación de los pronósticos

Cuando se pretende evaluar el pronóstico determinístico de un fenómeno (es decir donde el usuario exige una decisión por parte del meteorólogo) se presentan cuatro circunstancias diferentes:

PRONOSTICADO	OBSERVADO	CALIFICACION
SI	SI	Acierto
SI	NO	Desacierto: falsa alarma
NO	SI	Desacierto: sorpresa
NO	NO	Acierto

Cada uno de estos casos tiene una distinta implicancia para el usuario, tanto en el factor seguridad como en el económico.

Dado el pronóstico de un número N de eventos, pueden evaluarse una serie de parámetros con el fin de estimar su grado de acierto.

Se conviene para ello la siguiente notación:

(A) número de veces que se pronosticó SI

(a) número de veces que se pronosticó NO

(B) número de veces que se observó SI

(b) número de veces que se observó NO

Se comprueba entonces que:

$$(A) + (a) = N \quad \text{y} \quad (B) + (b) = N$$

Se define además

(AB) número de veces que se pronosticó SI y ocurrió SI

(Ab) número de veces que se pronosticó SI y ocurrió NO

(aB) número de veces que se pronosticó NO y ocurrió SI

(ab) número de veces que se pronosticó NO y ocurrió NO

En este caso puede verificarse que:

$$(AB) + (Ab) + (aB) + (ab) = N$$

#### 6.4.1 Porcentaje de aciertos

Se establece el porcentaje de aciertos respecto del total como:



$$A = \frac{(AB) + (ab)}{N} * 100$$

La tabla IV.VIII muestra los porcentajes de acierto alcanzados en los diferentes intentos realizados.

PRONOSTICO	A(%)
Discriminación en 3 grupos con datos de ECMWF	73.2
Discriminación en 2 grupos con datos de ECMWF	85.4
Discriminación en 3 grupos con sondeos de Mza	71.3
Discriminación en 2 grupos con sondeos de Mza	78.2
Pronóstico a 24 horas con radiosondeos de Mza	82.1

**Tabla IV.VIII:** Porcentaje de acierto alcanzado por los distintos pronósticos realizados.

En las discriminaciones con tres grupos, sólo fueron considerados como aciertos los casos situados en la diagonal de la tabla. Los números ubicados por encima de ella fueron considerados como "sorpresas" y los situados por debajo como "falsas alarmas".

Puede observarse que los pronósticos elaborados a partir de dos grupos de clasificación superan a los efectuados con tres, y que los llevados a cabo a partir de los campos del ECMWF superan a los realizados a partir de los radiosondeos de Mendoza.

#### 6.4.2 Coeficiente de asociación de Yule

Este coeficiente indica cualitativamente la relación entre dos sucesos (por ejemplo la ocurrencia de niebla y de accidentes de tránsito). Cuando  $Q > 0$  existe una asociación positiva entre los dos sucesos, cuando  $Q < 0$  hay una disociación (asociación negativa) y si  $Q = 0$  los dos sucesos son independientes.

Los dos extremos son  $Q = 1$  y  $Q = -1$ , que denotan dependencia total y disociación total respectivamente.

En la verificación de los métodos de predicción, este coeficiente señala la asociación entre el fenómeno pronosticado y el fenómeno ocurrido; con el siguiente significado:

$Q = 1$       Acierto total:  $(AB) + (ab) = N$

$Q > 0$       Los pronósticos están positivamente asociado a las ocurrencias

$Q < 0$       Los pronósticos están negativamente asociado a las ocurrencias

$Q = -1$       Desacierto total:  $(Ab) + (aB) = N$

El coeficiente de correlación de Yule se calcula a partir de la expresión:

$$Q = \frac{(AB) * (ab) - (Ab) * (aB)}{(AB) * (ab) + (Ab) * (aB)}$$

Una oficina de pronósticos presta utilidad siempre que:

$$Q > 0$$

La tabla IV.IX muestra los coeficientes calculados para los distintos pronósticos.

PRONOSTICO	Q
Discriminación en 3 grupos con datos de ECMWF	0.89
Discriminación en 2 grupos con datos de ECMWF	0.95
Discriminación en 3 grupos con sondeos de Mza	0.82
Discriminación en 2 grupos con sondeos de Mza	0.84
Pronóstico a 24 horas con radiosondeos de Mza	0.96

Tabla IV.IX: Coeficientes de Yule obtenidos para los distintos pronósticos realizados.



Puede apreciarse en todos los intentos realizados una muy buena asociación entre el fenómeno pronosticado y en evento ocurrido.

#### 6.4.3 Grado de acierto o Skill-Score

Este parámetro es usado frecuentemente para la verificación de pronósticos determinísticos (Brier, 1950).

Su expresión está dada por:

$$S = \frac{(AB) + (ab) - L}{N - L}$$

donde  $(AB) + (ab)$  es el número de aciertos y

$$L = \frac{(A) * (B) + (a) * (b)}{N}$$

es, según la denominación de Petterssen, el número de aciertos por "chance climatológica".

Puede verse que si todos los pronósticos son acertados  $S=1$ , ya que  $(AB) + (ab) = N$ ; si el número de aciertos es igual al que se hubiera obtenido por "chance climatológica"  $(AB) + (ab) = L$  y  $S=0$ . El límite inferior no es constante y depende de  $N-L$ .

Una oficina meteorológica presta utilidad sólo cuando:

$$S > 0$$

La tabla IV.X muestra el grado de acierto alcanzado por los distintos pronósticos.

PRONOSTICO	S
Discriminación en 3 grupos con datos de ECMWF	0.17
Discriminación en 2 grupos con datos de ECMWF	0.36
Discriminación en 3 grupos con sondeos de Mza	0.13
Discriminación en 2 grupos con sondeos de Mza	0.21
Pronóstico a 24 horas con radiosondeos de Mza	0.19

*Tabla IV.X: Grado de acierto o Skill-Score obtenidos para los distintos pronósticos realizados.*

Puede observarse que en todos los casos los pronósticos superan el acierto por "chance climatológica". Esto resulta particularmente importante cuando se intenta pronosticar fenómenos poco recurrentes, como es el caso de las ciclogénesis del Litoral Argentino.

#### 6.4.4 Verificación del pronóstico con una serie independiente

Para realizar una evaluación del pronóstico a partir de una serie distinta a la utilizada para obtener las funciones de clasificación, se dividió a la serie original en dos subseries.

La primer subserie que comprendió los años 1980 a 1982 fue utilizada para calcular las funciones de clasificación, a partir de las cuales se pronosticó cada uno de los días pertenecientes a la subserie 1983-1984.

Esta prueba se efectuó para el pronóstico realizado a partir de los análisis del ECMWF utilizando dos grupos de clasificación debido a que, a priori, este método presentaba una mejor verificación.

Utilizando los predictores que resultaron significativos se recalcularon los coeficientes de las funciones de clasificación, a partir de la cual se evaluó la serie 1983-1984. Estos



coeficientes presentaron prácticamente los mismos valores que los obtenidos a partir de la muestra 1980-1984, lo que evidencia su estabilidad.

La tabla IV.XI presenta la matriz de clasificación obtenida y la tabla IV.XII la bondad del pronóstico realizado.

Grupo Real	Grupo Pronosticado		Total
	1	2	
1	28 (90%)	3 (10%)	31 (100%)
2	105 (15%)	595 (85%)	700 (100%)

*Tabla IV.XI: Matriz de clasificación obtenida a partir del ADM para la serie 1983-1984.*

A	85.8
Q	0.96
S	0.51

*Tabla IV.XII: Porcentaje de acierto (A), coeficiente de Yule (Q) grado de acierto (S), obtenido para el pronóstico de ciclogénesis en el Litoral Argentino, a partir de la serie 1983-1984.*

Se observa que el método pronosticó correctamente 28 de los 31 casos pertenecientes al grupo 1 (el 90%), mientras que de las 700 situaciones correspondientes al grupo 2 pronosticó bien 595, dando 105 falsas alarmas.

Puede observarse que la matriz de clasificación y los coeficientes de verificación obtenidos (Tabla IV.XII) son similares a los hallados utilizando toda la muestra.

#### 6.4.5 Análisis de las situaciones clasificadas como "desaciertos"

Con el objeto de analizar si los casos clasificados como "desaciertos" (sorpresas y falsas alarmas) presentaban alguna característica común, se revisaron todos los mapas sinópticos de superficie correspondientes a estas situaciones.

Este estudio se llevó a cabo para las situaciones involucradas en la tabla IV.XI

Una revisión detallada de los mapas sinópticos permitió verificar que en las 3 "sorpresas" ocurridas falló sólo la predicción a 48 hs, habiéndose pronosticado el fenómeno con 24 hs de antelación.

De las 105 situaciones consideradas como "falsas alarmas" 30 de ellas correspondieron a días comprendidos dentro de las 72 y 96 horas anteriores al evento, es decir que las ciclogénesis ocurrieron uno o dos días después de lo pronosticado. Treinta casos corresponden a ciclones débiles (que no alcanzaban los requerimientos fijados en 3.) y veinte a ciclones fuera del área testigo, muchos de ellos de una gran intensidad, con lo cual las perturbaciones producidas en la tropósfera media se extendieron hacia latitudes más bajas siendo "detectadas" por los predictores.

Finalmente sólo 24 casos (el 3% de los casos del grupo 2) corresponden a verdaderas falsas alarmas. Cabe destacar que una de ellas (la acaecida el 15 de agosto de 1984) corresponde a un intenso anticiclón centrado sobre Comodoro Rivadavia con una presión central de 1041 hPa. Aunque en este caso no se verificaron desarrollos ciclónicos sobre el litoral, esta situación produjo vientos del sudeste muy intensos sobre la boca del Río de la Plata que condujeron al hundimiento de un velero deportivo y la pérdida de sus cinco tripulantes.



## 7. CONCLUSIONES DEL CAPITULO IV

Las ciclogénesis del Litoral Argentino se producen preferentemente durante el invierno y la primavera, disminuyendo su frecuencia en verano y principios del otoño.

En general la perturbación responsable de este tipo de evento puede detectarse cinco días antes de su ocurrencia a través de una vaguada de onda larga y de una franja de mayor baroclinicidad que se ubica sobre los 35°S.

La situación sinóptica desencadenante de este tipo de fenómeno se caracteriza por el acercamiento desde el Océano Pacífico de una perturbación ciclónica fría sobre latitudes más bajas de lo habitual, cuya intensidad aumenta con la altura. Este comportamiento indicaría que las ciclogénesis del litoral pueden estar ligadas a pasajes de depresiones segregadas.

Esta perturbación en superficie se dirige lentamente hacia el continente sufriendo una interrupción en el momento de cruzar la Cordillera de los Andes, regenerándose a sotavento sobre latitudes algo menores. El ahondamiento de la DNOA, asociada a advección de aire cálido desde el norte, y el acercamiento de la perturbación ciclónica en la tropósfera media favorecen la intensificación (frontogénesis) de la zona baroclínica semiestacionaria sobre el centro del país.

Las ciclogénesis del Litoral Argentino corresponden a desarrollos de ciclones frontales que tienen lugar sobre la región de mayor contraste térmico, en el momento en que el eje de una vaguada de onda corta en 500 hPa cruza la Cordillera de los Andes. Las máximas anomalías en el nivel de 1000 hPa se localizan sobre el norte de Uruguay, lo que provoca intensos vientos del sudeste sobre el Río de la Plata produciendo en muchos casos su desborde.

El ciclón en superficie tiende a desplazarse hacia el sudeste guiado por las corrientes en la tropósfera media, alcanzando su máxima profundidad sobre posiciones oceánicas.

La aparición de anomalías positivas de altura al sur de 50°S

y el lento desplazamiento de los sistemas en la tropósfera media sugeriría que este tipo de fenómeno puede vincularse en algunas oportunidades con situaciones de bloqueo.

La situación sinóptica media relacionada con las ciclogénesis del litoral difiere totalmente de la que tiene lugar durante el pasaje de sistemas frontales.

Las ciclogénesis estivales difieren levemente de las invernales, pues parecen estar ligadas a perturbaciones de longitud menor y no se vinculan, en promedio, con perturbaciones en la tropósfera baja que incursionen desde el Océano Pacífico.

Los cortes verticales-temporales medios calculados a partir de los radiosondeos de Ezeiza, Resistencia, Córdoba y Mendoza, muestran el desplazamiento de una intensa vaguada sobre la tropósfera media y superior y fuertes oscilaciones en el nivel de la tropopausa, lo que denota el carácter eminentemente dinámico de estos sistemas.

A través de la ciclogénesis del 2 de julio de 1983 se ha estudiado la incidencia de algunos procesos físicos sobre el desarrollo de este sistema, utilizando la ecuación de las tendencias. El campo de tendencias calculado a partir de esta ecuación presenta un alto grado de semejanza con el observado a las 12 UTC del día mencionado. El calor latente liberado por la precipitación y las variaciones en el nivel de 500 hPa debido al pasaje de una intensa vaguada, son los dos factores que más contribuyeron al descenso de la presión en superficie. La advección de espesor tuvo una importancia relativamente menor sobre la intensificación del sistema, pero influyó sobre la trayectoria del ciclón. El movimiento vertical constituyó un factor importante, contribuyendo negativamente al desarrollo del sistema.

Haciendo uso del Análisis Discriminante Multivariado se han desarrollado métodos objetivos de predicción para las ciclogénesis del Litoral Argentino.



De todos los intentos realizados los pronósticos efectuados a partir de los análisis del ECMWF presentan un grado de acierto mayor (cercano al 90% en la discriminación con dos grupos) y permiten predecir al fenómeno con una antelación máxima de 48 horas.

Los predictores que resultaron significativos tienen en cuenta la intensidad y ubicación de las ondas en la tropósfera media, el desplazamiento de las anomalías de superficie a través de la Cordillera de los Andes, el índice de circulación zonal en superficie y la baroclinicidad existente sobre el resto del país.

Los radiosondeos de Mendoza permiten efectuar un pronóstico a 24 horas con un grado de acierto similar.



Dr. Erich R. Lichtenstein  
Director



Lic. Marcelo E. Seluchi  
Tesisista

## ANEXO I

### CARACTERISTICAS DE LOS SISTEMAS DE ACUERDO A SU INTENSIDAD

Con el objeto de analizar posibles diferencias en la estructura de los sistemas migratorios de presión débiles e intensos, se buscó un método que permita clasificar a los máximos y mínimos estudiados según su intensidad.

Se eligió en consecuencia una clasificación de acuerdo al valor de la presión en superficie. Los mínimos (máximos) de presión fueron considerados intensos cuando la presión en superficie resultó menor (mayor) que  $\langle x \rangle - 3\sigma$  ( $\langle x \rangle + 3\sigma$ ), donde  $\langle x \rangle$  representa el promedio y  $\sigma$  la desviación estándar. Los mínimos (máximos) débiles corresponden a presiones superiores (inferiores) a  $\langle x \rangle - 3\sigma$  ( $\langle x \rangle + 3\sigma$ ). Para simplificar los cálculos se consideró una varianza de 4 hPa para verano (por ser un valor cercano a las varianzas de las tres estaciones analizadas en esta época del año) y de 5 hPa para los inviernos. Una descripción más detallada puede hallarse en Seluchi y otros, 1990.

Las tablas A.I y A.II muestran respectivamente los rangos de presión en superficie correspondientes a los mínimos y máximos de presión más intensos y débiles en las estaciones Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

Para los casos involucrados en cada una de estas categorías se calcularon, empleando la técnica de los capítulos II y III, las marchas temporales medias de altura geopotencial, temperatura, humedad, variables termodinámicas y viento. Se obtuvieron además los campos medios de altura geopotencial y de espesor.

A través del análisis de la información obtenida puede observarse, en general, que las perturbaciones de todas las variables analizadas resultan proporcionales a la intensidad de los sistemas. La penetración de los sistemas dentro de la tropósfera es también mayor para los máximos y mínimos más intensos, especialmente en Resistencia y Ezeiza.



MINIMOS			
RESISTENCIA			
Verano		Invierno	
Rango de Presión	N° de Casos	Rango de Presión	N° de Casos
996-1002	16	995-1005	6
1002-1014	11	1005-1020	21
EZEIZA			
Verano		Invierno	
Rango de Presión	N° de Casos	Rango de Presión	N° de Casos
992-1002	8	990-1005	12
1002-1014	19	1005-1020	15
COMODORO RIVADAVIA			
Verano		Invierno	
Rango de Presión	N° de Casos	Rango de Presión	N° de Casos
990- 998	15	975- 995	17
998-1008	12	995-1010	10

Tabla A.I: Rangos de presión correspondientes a los *mínimos* intensos y débiles en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia para el período 1980-1982. Los valores de presión (en hPa) están referidos al nivel medio del mar.

## 1. Mínimos

La figura A.1 muestra los campos medios asociados a los mínimos de presión más débiles e intensos sobre *Resistencia* en *verano*.

MAXIMOS			
RESISTENCIA			
Verano		Invierno	
Rango de Presión	N° de Casos	Rango de Presión	N° de Casos
1008-1016	14	1010-1025	10
1016-1026	13	1025-1035	17
EZEIZA			
Verano		Invierno	
Rango de Presión	N° de Casos	Rango de Presión	N° de Casos
1008-1016	12	1010-1025	15
1016-1030	15	1025-1035	12
COMODORO RIVADAVIA			
Verano		Invierno	
Rango de Presión	N° de Casos	Rango de Presión	N° de Casos
1010-1022	12	1010-1025	12
1022-1034	15	1025-1040	15

Tabla A.II: Rangos de presión correspondientes a los *máximos* más intensos y débiles en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia para el período

Los mínimos de presión más débiles se reflejan sólo en los niveles más bajos de la atmósfera y generan perturbaciones de temperatura y humedad pequeñas, aunque también suelen producir tormentas. Estos mínimos báricos están relacionados con la DNOA y con el pasaje de un exiguo sistema frontal sobre la Patagonia, que suele estacionarse al cabo de un día entre los 30 y 35°S (figura no mostrada) motivando la presencia de vientos del este sobre la región del Río de la Plata.



La baroclinicidad y la circulación en 500 hPa se concentran sobre latitudes mayores, por lo que la zona frontal no penetra hasta latitudes bajas. Se destaca también la existencia de una circulación anticiclónica en 500 hPa sobre los 25°S y la presencia de una profunda lengua cálida sobre el norte del país, asociada a la persistencia de la DNOA.

Los mínimos más intensos, en cambio, se reflejan en todos los niveles troposféricos y están vinculados a frentes fríos que provocan apreciables descensos de temperatura, dando lugar a la entrada de una cuña anticiclónica al cabo de 24 horas (fig. no mostrada).

Estos sistemas están precedidos por un fuerte aumento de humedad e inestabilidad que favorece la aparición de fenómenos convectivos frontales y prefrontales (en ocasiones pueden resultar severos), ya que el valor de los índices de inestabilidad y la distribución vertical de la temperatura potencial equivalente muestran condiciones de gran inestabilidad a partir de las 48 horas previas a su pasaje.

En el mapa de espesor 500/1000 hPa puede observarse una zona baroclínica bien delimitada sobre el centro del país, identificada con la posición frontal.

Los mínimos de *invierno* más intensos en *Resistencia* (figura no incluida), corresponden a frentes fríos que provocan descensos de temperatura y humedad mucho más abruptos que en el caso promedio.

Los mínimos más débiles, en cambio, se relacionan con pasajes frontales sobre la Patagonia cuya influencia alcanza latitudes subtropicales. Estos sistemas en general no producen fenómenos convectivos y dan lugar a la entrada de cuñas más intensas que en el caso precedente.

La figura A.2 permite observar los campos medios correspondientes a los mínimos más intensos y débiles en *Ezeiza*

durante el verano.

Los mínimos de presión más extremos en esta estación se producen, en general, por la ondulación de sistemas frontales (figura A.2 abajo). En efecto, analizando individualmente los ocho casos agrupados en esta categoría, se verificó en siete de ellos la presencia de vórtices ciclónicos cercanos a las costas de Buenos Aires (uno de ellos corresponde a una violenta ciclogénesis sobre Punta del Este).

Estos sistemas producen un marcado descenso de temperatura (superior a  $10^{\circ}\text{C}$  en 24 horas) debido al pronunciado viento del sur y al intenso eje frío en el campo de espesor. La marcha de los parámetros termodinámicos indican también condiciones muy favorables para la ocurrencia de convección, aunque ésta se limita en general al día del pasaje del sistema.

El frente frío mostrado en la figura llega al cabo de 24 horas hasta latitudes bajas, algo no habitual durante esta época del año, ayudado por las fuertes corrientes del sudoeste en la tropósfera media.

Los mínimos más débiles durante esta estación se asemejan al promedio total de verano, presentando perturbaciones de temperatura y humedad menores y un flujo más zonal.

En *invierno* (figuras no mostradas) las mínimos de presión presentan una estructura bastante similar, independientemente de su intensidad. Los sistemas más profundos corresponden, sin embargo, a pasajes frontales más vigorosos acompañados por una vaguada en altura más pronunciada y por una mayor baroclinicidad. Luego de 24 horas se verifica la entrada de una cuña migratoria, que muestra mayores presiones para los mínimos más intensos.

Los mínimos de presión sobre *Comodoro Rivadavia* en verano no presentan mayores variaciones en su estructura de acuerdo al valor de la presión en superficie (figuras no mostradas). Sin embargo cuando tiene lugar un mínimo de presión más débil, el anticiclón



subtropical del Atlántico se halla más intensificado, asociado a la aparición de un eje cálido más marcado sobre el centro del país. Llama también la atención que este tipo de sistema precede la entrada de cuñas notoriamente más acentuadas que en el resto de los casos.

Sólo los mínimos más intensos de verano generan, en promedio, condiciones favorables para la convección.

La figura A.3 muestra que los mínimos sobre *Comodoro Rivadavia* en *invierno* están asociados normalmente a frentes ocluidos, independientemente de su intensidad. Esto se evidencia fundamentalmente a través de la topografía de los campos de 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa, que muestran una zona baroclínica ubicada claramente al norte de esta estación.

Los mínimos más intensos se relacionan con depresiones más profundas, que en promedio se localizan sobre Tierra del Fuego, y están ligados a una mayor advección de aire frío, por lo que producen descensos de temperatura más abruptos.

Los fenómenos convectivos resultan poco probables durante esta estación para todas las categorías analizadas.

## 2. Máximos

La figura A.4 muestra los campos medios pertenecientes a los máximos más intensos y débiles sobre *Resistencia* en *verano*.

Los máximos de presión más débiles se producen luego de incursiones de frentes fríos más vigorosos sobre latitudes medias, cuya influencia afecta latitudes subtropicales. Estos máximos de presión producen menores variaciones de temperatura y humedad y poca influencia en las condiciones de estabilidad.

En estos casos las anomalías positivas de altura geopotencial mantienen aproximadamente la misma magnitud en todos los niveles troposféricos, la humedad es mayor que la media climatológica y la

temperatura muestra anomalías muy pequeñas y de signo cambiante, lo que mostraría un comportamiento más barotrópico.

Los máximos de presión más extremos en verano ingresan al continente desde el sudoeste, luego del pasaje de un moderado frente frío sobre el centro del país que provoca un apreciable secamiento de la atmósfera y un abrupto aumento en las condiciones de estabilidad.

En ambos casos los frentes fríos asociados suelen estacionarse sobre los 25-30°S y regresar luego hacia el sur como frentes calientes.

En *invierno* (figura A.5) los máximos de presión presentan un mayor contraste en el valor de la presión en superficie.

Los sistemas más intensos presentan una mayor advección de vorticidad anticiclónica en 500 hPa (la cuña es levemente confluyente) y corrientes conducentes con una trayectoria más meridional que en el caso de los máximos más débiles. El mapa de espesor muestra también un mayor contraste térmico a través de la zona frontal y la entrada de una masa de aire más frío desde el sur que provocan descensos de temperatura superiores a 10°C en 24 horas (comparar el valor del espesor sobre Resistencia en ambos casos).

Los máximos más intensos son extremadamente secos y muestran una marcada compensación estratosférica que en promedio se sitúa sobre los 250 hPa (fig. no mostrada). Los mapas de 1000 hPa y espesor parecen indicar 24 horas más tarde (figura no mostrada) la presencia de una onda frontal sobre latitudes subtropicales.

Los máximos báricos más intensos en *Ezeiza* durante el *verano* (fig. A.6) se vinculan, al igual que en Resistencia, a anticiclones migratorios que ingresan detrás de frentes fríos que tienden luego a estacionarse. Los máximos más débiles durante esta estación, en cambio, no parecen relacionarse con pasajes de sistemas frontales, presentan un eje prácticamente vertical y están inmersos en una



atmósfera más barotrópica.

En *invierno* (figura A.7) los máximos débiles e intensos presentan una estructura más similar; sin embargo éstos últimos se asocian a sistemas frontales intensos que penetran hasta Brasil. Las corrientes en la tropósfera media muestran un flujo mucho más meridional y una cuña con una fuerte confluencia. El campo de espesor evidencia claramente la entrada de aire muy frío desde latitudes más altas.

Los máximos sobre *Comodoro Rivadavia* en *verano* (figuras no mostradas) presentan muy pocas variaciones según las distintas intensidades, presentando características semejantes al promedio total de esta estación.

En *invierno* (figura A.8) los máximos más débiles corresponden a anticiclones migratorios de relativa intensidad, que experimentan una trayectoria menos meridional y que no penetran, en promedio, más al norte de Resistencia.

Los máximos de mayor magnitud incursionan sobre el continente más al sur que lo habitual, luego del pasaje de un frente frío polar que penetra hasta latitudes muy bajas. Estos sistemas conforman anticiclones fríos y secos que se extienden a lo largo de todo el país.

## ANEXO II

### LINEAS FUTURAS DE INVESTIGACION

A partir de los resultados obtenidos en esta tesis surgen nuevas líneas de investigación referidas al estudio de los sistemas migratorios de alta y baja presión y a las ciclogénesis de Litoral Fluvial Argentino. Algunas de ellas proponen complementar los resultados obtenidos mediante el uso de distintas fuentes de información, mientras que otras plantean el uso de técnicas de trabajo diferentes.

Se enumera a continuación algunas de las posibles actividades a desarrollar:

#### 1) Con relación a los sistemas migratorios de presión.

##### a) Incorporación de sondeos de la hora 0 UTC.

La incorporación de los sondeos de la hora 0 UTC permitirá obtener marchas temporales más precisas y una mejor estimación de la pendiente que presentan los sistemas dentro de la tropósfera. Se podrá también analizar las variaciones en la estructura vertical de los sistemas, así como las condiciones de humedad y de estabilidad según la hora en que se efectúe el sondeo.

##### b) Información de niveles significativos.

La inclusión de niveles significativos de presión permitirá realizar una estadística mucho más detallada de la altura y evolución de la tropopausa, de los gradientes e inversiones térmicas y de las condiciones de estabilidad vinculadas a los sistemas de alta y baja presión.



c) Extensión de las series utilizadas.

La extensión de las series temporales utilizadas brindará la posibilidad de relacionar a los sistemas migratorios de presión con fenómenos de escala mayor, como por ejemplo los eventos ENSO.

Por otra parte la extensión de la red de estaciones disponibles en el banco de datos, fundamentalmente mediante la incorporación de sondeos de estaciones chilenas, favorecería un estudio más detallado de la influencia de la Cordillera de los Andes y permitiría, tal vez, hallar relaciones en el comportamiento de los sistemas a barlovento y sotavento de los Andes. Sería posible también estudiar a los sistemas sinópticos durante su trayectoria a través de la cordillera, investigando el lugar y momento en que se regeneran a sotavento de la misma y los fenómenos de tiempo asociados.

La posibilidad de contar con información confiable de estaciones ubicadas sobre latitudes altas, permitiría también analizar ciclones y anticiclones australes y compararlos con los investigados en esta tesis.

d) Análisis de campos nubosos

El análisis de los campos nubosos asociados a los sistemas sinópticos migratorios podría efectuarse a través de técnicas de digitalización de imágenes satelitarias o, en forma más sencilla, utilizando información de radiación de onda larga en puntos de reticulado. Este tipo de información se utiliza fundamentalmente para detectar nubosidad de tipo convectiva, por lo que resulta también apropiada para el estudio de la nubosidad asociada a las ciclogénesis de Litoral Argentino.

e) Empleo de otras técnicas.

La descripción de los campos asociados a los sistemas migratorios de presión utilizando promedios aritméticos presenta la ventaja de su fácil interpretación; sin embargo es difícil

describir a través de esta metodología cuál es la dispersión que presentan los sistemas alrededor de esos campos medios. El empleo de otro tipo de técnicas más sofisticadas, como por ejemplo la de Componentes Principales, brindará la posibilidad de cuantificar la contribución de diferentes configuraciones básicas a la varianza total de la serie. La interpretación de dichas configuraciones básicas se verá facilitada por la existencia de los campos medios y de anomalías calculados previamente.

f) Modelado de los sistemas migratorios de presión.

Como es sabido los modelos numéricos globales no permiten una buena parametrización de cadenas montañosas que, como los Andes, presentan una gran altura y pendiente, degradando en consecuencia los resultados.

El empleo de modelos regionales de alta resolución (como el LAHM existente en el CIMA) constituye una herramienta muy útil para estudiar algunos procesos físicos que tienen lugar durante el pasaje de sistemas migratorios de alta y baja presión. Entre otros factores se podrán analizar la influencia de la Cordillera de los Andes y el efecto de la transferencia de energía a través del suelo, que suelen desempeñar un papel importante en el comportamiento de este tipo de sistemas.

## 2) Con relación a las Ciclogénesis del Litoral Argentino

a) Utilización de información de libretas meteorológicas

La utilización de información de libretas meteorológicas permitirá describir en forma detallada la secuencia "típica" de fenómenos meteorológicos asociados a las ciclogénesis del litoral, tales como la evolución de la nubosidad, presión, dirección y velocidad del viento, precipitación y demás fenómenos significativos.



#### b) Relación con otros fenómenos meteorológicos

Se podrá investigar la relación entre las ciclogénesis del Litoral Argentino y otros fenómenos de tiempo, como por ejemplo las nevadas intensas en la alta cordillera, la ocurrencia de viento zonda, las precipitaciones sobre territorio chileno, las situaciones de bloqueo, etc.

#### c) Estudio de la situación asociada en gran escala

El estudio de la situación de gran escala asociada a la ocurrencia de ciclogénesis en un área testigo, tendrá como objetivo hallar patrones típicos de comportamiento relacionados con este tipo de evento y posibles teleconexiones.

#### d) Modelado de las ciclogénesis del litoral

Con el objeto de complementar los estudios realizados en el capítulo IV y para lograr cuantificar el aporte de distintos procesos físicos a la formación de los ciclones del litoral, se podrá también investigar este tipo de fenómeno mediante el empleo de modelos de escala limitada. En particular se podrá analizar la influencia de la orografía (en especial la Cordillera de los Andes y las sierras del sur de Brasil), la importancia de la liberación de calor latente por la presencia de precipitación, la influencia de la corriente cálida de Brasil, y el papel desempeñado por factores como la variación de la altura del nivel de 500 hPa, la advección térmica, la advección de vorticidad, los movimientos verticales, la transferencia de la calor a través de la superficie terrestre y la variación de la presión en superficie.

#### e) Ciclones en el litoral marítimo

Otra de las regiones ciclogénéticas de nuestro país es la ubicada en el litoral marítimo, en especial sobre las costas patagónicas. Estos ciclones, cuya presión en superficie alcanza en varias oportunidades los 950 hPa, acarrearán serios trastornos a la

navegación por los fuertes vientos involucrados. En consecuencia podría realizarse para este tipo de sistema un análisis similar al efectuado para las ciclogénesis del litoral fluvial, a fin de poder determinar diferencias y semejanzas con el ulterior fin de establecer reglas o métodos de pronóstico.

f) Mejora en los métodos de predicción

La concreción exitosa de los puntos anteriores brindará la posibilidad de mejorar los métodos de pronóstico desarrollados, incorporando información de escalas temporales y espaciales diversas.

Sería útil también complementar los pronósticos generados a partir de modelos globales, incorporando información local tal como radiosondeos o datos obtenidos en las estaciones sinópticas de superficie.

Es posible, por otra parte, intentar desarrollar métodos de pronóstico que puedan discriminar la ocurrencia e intensidad de las ciclogénesis.

La técnica empleada para la obtención de estos métodos objetivos de pronóstico puede ser el Análisis Discriminante Multivariado, o bien otras metodologías alternativas como por ejemplo los sistemas expertos o los métodos de asociación.

Los métodos de pronóstico desarrollados se realizan a través de programas predictivos de muy fácil manejo por parte de cualquier usuario, y no requieren computadoras de alta velocidad o capacidad.



## *APENDICE I*

### ESTACIONES METEOROLOGICAS UTILIZADAS

#### A) ARGENTINA

Nombre	Latitud (°S)	Longitud (°O)
Aeroparque	34.3	58.2
Ceres	29.5	61.6
Concordia	31.2	58.0
Córdoba	31.3	64.2
Corrientes Aero	27.5	58.7
Curuzú Cuastíá	29.8	58.0
General Paz	28.0	57.6
Gualeguaychú	33.0	58.6
Iguazú	25.7	54.5
Junín	34.5	61.0
Las Flores	36.0	59.0
Mar del Plata	38.1	57.5
Monte Caseros	30.1	60.3
Nueve de Julio	35.5	60.9
Oberá	27.5	55.0
Paraná	31.4	60.3
Paso de los Libres	29.4	57.1
Rafaela	31.1	61.5
Rosario	32.6	60.5

#### B) URUGUAY

Nombre	Latitud (°S)	Longitud (°O)
Arapey	31.0	58.5
Campamento	31.9	58.5
Carmen	33.2	57.0
Catalán Grande	30.9	58.6

Catalán Chico	30.9	57.4
Centurión	32.2	54.7
Cerro Colorado	33.9	56.5
Chamangá	33.7	57.2
Chapicuy	31.4	59.0
Charqueada	30.6	56.8
Dionisio	32.9	55.3
Durazno	33.2	56.5
E. M. 33	33.2	54.5
El Molino	31.7	56.6
El Topador	32.0	58.2
Florida	34.0	57.2
La Paloma	32.7	56.6
Lavalleja	31.2	58.0
Luján	31.7	57.1
María Albina	33.5	55.7
Mazangano	32.1	55.6
Merinos	32.4	57.9
Paso del León	30.1	57.8
Paso de las Yeguas	31.8	55.4
Paysandú	32.2	59.1
Rocha	34.5	54.2
Salto	30.4	59.0
San Javier	32.7	59.0
Solís	34.6	56.5
T. Gomensoro	30.9	57.5
Tres Bocas	32.8	58.9
Valentín	31.1	58.2



## APENDICE II

### CICLOGENESIS SELECCIONADAS

Se detalla a continuación la nómina completa de situaciones seleccionadas para el estudio de las ciclogénesis del Litoral Argentino.

La fecha de ocurrencia del ciclón está definida como el día de aparición de la primer isobara cerrada (en mapas trazados cada 3 hPa), mientras que la latitud, longitud, presión en superficie, cantidad de isolíneas cerradas y viento máximo (con relación al ciclón), fueron extraídos de los mapas correspondientes a las 12 UTC.

Las situaciones consideradas intensas están identificadas por el símbolo "(I)".

Para una mejor descripción de algunos casos se incluye también la información de los días posteriores.

Fecha	Lat. (°S)	Long. (°O)	Psup (hPa)	Isolíneas Cerradas	Viento Máx. (kts)
12-6-80	26	56	1007.2	2	20
13-6-80	37	50	996	4	25
30-6-80	33	53	1005	3	30 (I)
7-7-80	33	59	1007	2	20 (I)
8-7-80	40	59	993	6	40
26-7-80	33	57	993	4	30 (I)
27-7-80	40	50	987	4	40
5-8-80	29	55	1007.8	2	25
6-8-80	33	52	1004	2	25

Fecha	Lat. (°S)	Long. (°O)	Psup (hPa)	Isolíneas Cerradas	Viento Máx. (kts)
19-11-80	35	59	1003.5	3	25
20-11-80	40	52	1005	2	25
29-11-80	35	59	1003.5	3	20
20-12-80	27	54	1006.8	1	20
22-6-81	28	57	1011.0	3	20
23-6-81	34	57	1011.3	1	20
16-7-81	32	52	1005.7	2	35 (I)
7-8-81	34	57	1001.2	3	25
8-8-81	45	40	1002	3	25
12-9-81	28	55	1005.4	1	30
13-9-81	27	54	1009.3	1	20
28-9-81	35	53	1003.9	1	30 (I)
29-9-81	35	42	1002.2	4	30
6-10-81	28.5	53.5	1008.3	1	20
5-11-81	25	60	1003.9	2	25
6-11-81	30	52	1003.0	2	25
19-11-81	35	52	1005.2	2	35 (I)
20-11-81	33.5	50	993	5	35
21-2-82	35	56	995.5	4	35 (I)
22-2-82	37	45	996	4	35
26-3-82	33	58	1004.8	2	25
27-3-82	36	49	1005	2	26
18-6-82	24	61	1010.3	1	20
19-6-82	32	50	1009.3	2	25



Fecha	Lat. (°S)	Long. (°O)	Psup (hPa)	Isolíneas Cerradas	Viento Máx. (kts)
7-8-82	28.5	57	1007.8	2	25
8-8-82	32	51	1011	1	30
16-9-82	32.5	57	1006.6	1	30 (I)
17-9-82	33	54	1011	1	40
27-9-82	30	50	1002.7	1	30 (I)
28-9-82	34	44	996	5	40
17-10-82	36	56	993.8	4	35 (I)
18-10-82	39	52	987	4	40
16-5-83	34	53	1003.7	1	15
28-5-83	37	57	1001.4	1	20 (I)
29-5-83	39	52	996	5	45
31-5-83	34	55	1012.6	1	35
12-6-83	26	52	1013.6	1	20
13-6-83	30	52	1016.9	1	20
14-6-83	30	52	1011.1	2	45
2-7-83	30	57	990.0	5	50 (I)
3-7-83	40	45	985	6	60
27-7-83	30	58	1013.2	2	20
29-8-83	35	59	1003.8	3	30 (I)
30-8-83	37	54	1002.0	4	35
28-9-83	33	57	1006.7	2	40 (I)
29-9-83	37	52	1000.8	3	30
28-10-83	38	61	1010.5	1	25
29-10-83	37	52	1008	3	30

Fecha	Lat. (°S)	Long. (°O)	Psup (hPa)	Isolíneas Cerradas	Viento Máx. (kts)
12-11-83	33	60	1005.4	1	25
13-11-83	31	51	1002	2	30
13-2-84	37	60	1008.6	1	20
14-2-84	40	57	1002	3	30
24-2-84	37	56	998.8	3	35 (I)
25-2-84	42	43	996	4	35
1-4-84	30	58	1001.0	3	35
2-4-84	36	53	999	3	35
22-4-84	37	56	1008.8	1	20 (I)
23-4-84	40	55	999	4	35
29-5-84	35	55	996	3	40 (I)
2-6-84	30	53	1010	2	25
6-6-84	28	55	1012.1	2	30 (I)
7-6-84	32	50	1005	4	50
9-6-84	32	52	998	4	40 (I)
21-6-84	32	59	1009.3	1	25 (I)
22-6-84	44	50	996	5	35
25-6-84	34	58	1013.8	1	15 (I)
26-6-84	36	52	999	6	40
3-7-84	33	57	998.8	2	20
5-7-84	33	59	989.6	5	30
6-7-84	47	38	993	6	35
11-7-84	33	58	1001.7	3	20 (I)
12-7-84	41	50	999	5	35



Fecha	Lat. (°S)	Long. (°O)	Psup (hPa)	Isolíneas Cerradas	Viento Máx. (kts)
11-8-84	32	52	1011	1	30
15-9-84	32	53	1003.9	2	20
19-9-84	30	55	996.1	2	25 (I)
20-9-84	33	53	987	6	40
21-9-84	37	52	981	8	40
27-9-84	32	55	1006	4	30 (I)
28-9-84	34	48	1008	3	30
3-10-84	33	53	1005	1	20
8-11-84	38	62	1003.3	2	30 (I)
9-11-84	39	53	987	6	35

## APENDICE III

### PREDICTORES UTILIZADOS

Lista completa de variables utilizadas como predictores por el ADM, para el pronóstico de las ciclogénesis del Litoral Argentino.

La coordenada "x" de los puntos indica latitud sur (°) y la coordenada "y" longitud oeste.

$h_1$  representa la altura geopotencial del nivel de 1000 hPa,  $h_5$  la altura del nivel de 500 hPa y H el espesor 500/1000 hPa.

#### a) Diferencias meridionales

$$h_1 (20,110) - h_1 (40,110)$$

$$h_1 (20,100) - h_1 (40,100)$$

$$h_1 (20,90) - h_1 (40,90)$$

$$h_1 (20,80) - h_1 (40,80)$$

$$h_1 (20,70) - h_1 (40,70)$$

$$h_1 (20,60) - h_1 (40,60)$$

$$h_1 (20,50) - h_1 (40,50)$$

$$h_5 (20,110) - h_5 (40,110)$$

$$h_5 (20,100) - h_5 (40,100)$$

$$h_5 (20,90) - h_5 (40,90)$$

$$h_5 (20,80) - h_5 (40,80)$$

$$h_5 (20,70) - h_5 (40,70)$$

$$h_5 (20,60) - h_5 (40,60)$$

$$h_5 (20,50) - h_5 (40,50)$$

$$H (20,110) - H (40,110)$$

$$H (20,100) - H (40,100)$$

$$H (20,90) - H (40,90)$$

$$H (20,80) - H (40,80)$$

$$H (20,70) - H (40,70)$$

$$H (20,60) - H (40,60)$$



$$H (20,50) - H (40,50)$$

$$h_1 (20,110) - h_1 (45,110)$$

$$h_1 (20,100) - h_1 (45,100)$$

$$h_1 (20,90) - h_1 (45,90)$$

$$h_1 (20,80) - h_1 (45,80)$$

$$h_1 (20,70) - h_1 (45,70)$$

$$h_1 (20,60) - h_1 (45,60)$$

$$h_1 (20,50) - h_1 (45,50)$$

$$h_5 (20,110) - h_5 (45,110)$$

$$h_5 (20,100) - h_5 (45,100)$$

$$h_5 (20,90) - h_5 (45,90)$$

$$h_5 (20,80) - h_5 (45,80)$$

$$h_5 (20,70) - h_5 (45,70)$$

$$h_5 (20,60) - h_5 (45,60)$$

$$h_5 (20,50) - h_5 (45,50)$$

$$H (20,110) - H (45,110)$$

$$H (20,100) - H (45,100)$$

$$H (20,90) - H (45,90)$$

$$H (20,80) - H (45,80)$$

$$H (20,70) - H (45,70)$$

$$H (20,60) - H (45,60)$$

$$H (20,50) - H (45,50)$$

$$h_1 (35,110) - h_1 (50,110)$$

$$h_1 (35,100) - h_1 (50,100)$$

$$h_1 (35,90) - h_1 (50,90)$$

$$h_1 (35,80) - h_1 (50,80)$$

$$h_1 (35,70) - h_1 (50,70)$$

$$h_1 (35,60) - h_1 (50,60)$$

$$h_1 (35,50) - h_1 (50,50)$$

$$h_5 (35,110) - h_5 (50,110)$$

$$h_5 (35,100) - h_5 (50,100)$$

$$h_5 (35,90) - h_5 (50,90)$$

$$h_5 (35,80) - h_5 (50,80)$$

$$h_5 (35,70) - h_5 (50,70)$$

$h_5 (35,60) - h_5 (50,60)$   
 $h_5 (35,50) - h_5 (50,50)$

$H (35,110) - H (50,110)$   
 $H (35,100) - H (50,100)$   
 $H (35,90) - H (50,90)$   
 $H (35,80) - H (50,80)$   
 $H (35,70) - H (50,70)$   
 $H (35,60) - H (50,60)$   
 $H (35,50) - H (50,50)$

$h_1 (35,110) - h_1 (55,110)$   
 $h_1 (35,100) - h_1 (55,100)$   
 $h_1 (35,90) - h_1 (55,90)$   
 $h_1 (35,80) - h_1 (55,80)$   
 $h_1 (35,70) - h_1 (55,70)$   
 $h_1 (35,60) - h_1 (55,60)$   
 $h_1 (35,50) - h_1 (55,50)$

$h_5 (35,110) - h_5 (55,110)$   
 $h_5 (35,100) - h_5 (55,100)$   
 $h_5 (35,90) - h_5 (55,90)$   
 $h_5 (35,80) - h_5 (55,80)$   
 $h_5 (35,70) - h_5 (55,70)$   
 $h_5 (35,60) - h_5 (55,60)$   
 $h_5 (35,50) - h_5 (55,50)$

$H (35,110) - H (55,110)$   
 $H (35,100) - H (55,100)$   
 $H (35,90) - H (55,90)$   
 $H (35,80) - H (55,80)$   
 $H (35,70) - H (55,70)$   
 $H (35,60) - H (55,60)$   
 $H (35,50) - H (55,50)$

**b) Diferencias zonales**

$h_1 (37.5,102.5) - h_1 (37.5,80)$



$h_1 (37.5, 100) - h_1 (37.5, 82.5)$   
 $h_1 (37.5, 105.5) - h_1 (37.5, 85)$   
 $h_1 (37.5, 95) - h_1 (37.5, 77.5)$   
 $h_1 (37.5, 92.5) - h_1 (37.5, 75)$   
 $h_1 (37.5, 90) - h_1 (37.5, 72.5)$

$h_5 (37.5, 102.5) - h_5 (37.5, 80)$   
 $h_5 (37.5, 100) - h_5 (37.5, 82.5)$   
 $h_5 (37.5, 105.5) - h_5 (37.5, 85)$   
 $h_5 (37.5, 95) - h_5 (37.5, 77.5)$   
 $h_5 (37.5, 92.5) - h_5 (37.5, 75)$   
 $h_5 (37.5, 90) - h_5 (37.5, 72.5)$

$H (37.5, 102.5) - H (37.5, 80)$   
 $H (37.5, 100) - H (37.5, 82.5)$   
 $H (37.5, 105.5) - H (37.5, 85)$   
 $H (37.5, 95) - H (37.5, 77.5)$   
 $H (37.5, 92.5) - H (37.5, 75)$   
 $H (37.5, 90) - H (37.5, 72.5)$

**c) Diferencias oblicuas**

$h_1 (37.5, 107.5) - h_1 (35, 50)$   
 $h_1 (37.5, 75) - h_1 (35, 47.5)$   
 $h_1 (37.5, 77.5) - h_1 (22.5, 60)$   
 $h_1 (37.5, 80) - h_1 (22.5, 57.5)$   
 $h_1 (27.5, 65) - h_1 (35, 82.5)$

$h_5 (37.5, 107.5) - h_5 (35, 50)$   
 $h_5 (37.5, 75) - h_5 (35, 47.5)$   
 $h_5 (37.5, 77.5) - h_5 (22.5, 60)$   
 $h_5 (37.5, 80) - h_5 (22.5, 57.5)$   
 $h_5 (27.5, 65) - h_5 (35, 82.5)$

$H (37.5, 107.5) - H (35, 50)$   
 $H (37.5, 75) - H (35, 47.5)$   
 $H (37.5, 77.5) - H (22.5, 60)$   
 $H (37.5, 80) - H (22.5, 57.5)$

H (27.5,65) - H (35,82.5)

**d) Valores en puntos de reticulado**

$h_1$  (35,110)

$h_1$  (35,100)

$h_1$  (35,90)

$h_1$  (35,80)

$h_1$  (35,70)

$h_1$  (35,60)

$h_1$  (35,50)

$h_5$  (35,110)

$h_5$  (35,100)

$h_5$  (35,90)

$h_5$  (35,80)

$h_5$  (35,70)

$h_5$  (35,60)

$h_5$  (35,50)

H (35,110)

H (35,100)

H (35,90)

H (35,80)

H (35,70)

H (35,60)

H (35,50)

$h_1$  (40,110)

$h_1$  (40,100)

$h_1$  (40,90)

$h_1$  (40,80)

$h_1$  (40,70)

$h_1$  (40,60)

$h_1$  (40,50)

$h_5$  (40,110)

$h_5$  (40,100)

$h_5 (40, 90)$   
 $h_5 (40, 80)$   
 $h_5 (40, 70)$   
 $h_5 (40, 60)$   
 $h_5 (40, 50)$

$H (40, 110)$   
 $H (40, 100)$   
 $H (40, 90)$   
 $H (40, 80)$   
 $H (40, 70)$   
 $H (40, 60)$   
 $H (40, 50)$

#### e) Pseudo-Laplacianos

$h_5 (37.5, 102.5) + h_5 (32.5, 50) - 2 h_5 (35, 77.5)$   
 $h_1 (37.5, 100) + h_1 (32.5, 40) - 2 h_1 (27.5, 65)$   
 $h_5 (37.5, 102.5) + h_5 (32.5, 50) + h_5 (55, 85) - 3 h_5 (35, 77.5)$   
 $h_1 (37.5, 100) + h_1 (32.5, 40) - 2 h_1 (40, 82.5)$   
 $h_1 (37.5, 100) + h_1 (32.5, 40) + h_1 (55, 55) - 3 h_1 (35, 77.5)$   
 $h_1 (37.5, 100) + h_1 (32.5, 40) + h_1 (55, 55) - 3 h_1 (27.5, 65)$   
 $H (37.5, 102.5) + H (32.5, 50) - 2 H (35, 77.5)$   
 $H (37.5, 102.5) + H (32.5, 50) + H (55, 85) - 3 H (35, 77.5)$   
 $H (35, 102.5) + H (30, 55) - 2 H (35, 77.5)$   
 $h_5 (37.5, 102.5) + h_5 (32.5, 50) + h_5 (20, 77.5) + h_5 (55, 77.5) - 4 h_5 (35, 77.5)$   
 $h_1 (37.5, 100) + h_1 (32.5, 40) - h_1 (55, 65) - 3 h_1 (40, 82.5)$   
 $h_5 (37.5, 102.5) + h_5 (32.5, 50) + h_5 (55, 85) + h_5 (20, 85) - 4 h_5 (35, 77.5)$   
 $h_1 (37.5, 100) + h_1 (32.5, 40) - h_1 (55, 55) - 3 h_1 (35, 77.5)$   
 $h_1 (37.5, 100) + h_1 (32.5, 40) - h_1 (55, 55) - 3 h_1 (35, 77.5)$   
 $h_1 (37.5, 100) + h_1 (32.5, 40) - h_1 (55, 55) - 3 h_1 (27.5, 65)$   
 $H (35, 77.5) + H (30, 55) + H (20, 77.5) + H (55, 77.5) - 4 H (35, 77.5)$



## REFERENCIAS

- ALESSANDRO P. (1992) "Análisis de espesores 1000/500 hPa en el Sur de Sudamérica" inédito.
- ANDERSON T.W. (1958) "Introduction to Multivariate Statistical Analysis" Section 6.6-6.8 Wiley 375 pp.
- ANTHES R.A., Kuo, Y.H. y Gyakum J.R. (1983) "Numerical simulations of a case of explosive cyclogenesis" Mon. Wea Rev. Vol. 111 1174-1188.
- AUSTIN J.M. (1947) "An empirical study of certain rules for forecasting the movement and intensity of cyclones " J. of Met 4, pp 16-20.
- BERBERY E.H. (1987) "Estudio de los efectos de la orografía sobre la circulación atmosférica sinóptico-planetaria, en casos marcadamente barotrópicos y baroclínicos" Tesis Doctoral (U.B.A.)
- BERBERY E.H., Alfaro Lozano L. (1991) "Características Regionales de Alturas Persistentes en los Océanos Atlántico y Pacífico Sur" Anales Congremet VI.
- BERRI G.J. Inzunza B.J. (1992) "The Effect on the Low-Level Jet on the Poleward Water Vapour Transport in the Central Region of South America" Atmospheric Enviroment Vol. 26A N°0
- BISCHOFF S.A. (1988) "Análisis espectral de perturbaciones sinópticas troposféricas sobre áreas argentinas" Tesis Doctoral (U.B.A.)
- BJERKNES J. (1918) "Investigation of selected European cyclones by means of serial ascents" Geof. Publik. (Oslo), Vol I, n°2
- BJERKNES J. (1937) "Theorie of Aussertropischen Zyklonenbildung" Meteor. Z., 54, 12, 462-466.
- BLACKMON (1977) "An observational study of the Northem Hemisphere

wintertime circulation" J. At. Sc. 34 pp 1040-1053.

-BLASIVUS J. (1875) "Storms, their nature, classifications and laws" Philadelphia

-BRIER G.W. (1950) "Verification of forecasts expressed in terms of probability" Mon. Wea. Rev. Vol 78 N°1 pág. 1-3

-BRYNSZTEIN S.M., Vargas W.M. (1983) "Sensibilidad de la Serie de Rendimiento del Cultivo de Trigo con Respecto a Variables Climáticas" Meteorológica

-BUZZI A., Tibaldi S. (1978) "Cyclogenesis in the lee of the Alpes. A case study" Quat. Jou. Roy. Met. Soc. 104, pp 271-278.

-CARLETON A.M. (1979) "A synoptic climatology of satellite-observed extratropical cyclone activity for the Southern Hemisphere: winter" Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. 27, pp 265-279.

-CHANG C.B., Perkey D.J., Kreitzberg C.W. (1982) "A numerical case study of effects of latent heating on developing wave cyclone" Jou. of Atm. Sci. Vol. 39 1155-1170

-CHUNG Y.S. (1977) "On the orographic influence and lee cyclogenesis in the Andes, the Rockies Mountains and the East Asian Mountains" Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. A. 26.

-CHUNG Y.S., Hage K. y Reinelt E. (1976) "On lee cyclogenesis and airflow in the Canadian Rocky Mountains and the East Asian Mountains" Mon. Wea. Rev. 104, pp 879-891.

-CIAPPESONI H.H. (1980) "Simulación numérica de la influencia dinámica de la Cordillera de los Andes" Tesis Doctoral. U.B.A.

-DALLAVALLE J.P., Bosart L.F. (1975) "A synoptic investigation of anticyclogenesis accompanying North American polar air outbreaks" Mon. Wea. Rev., Vol 103 N°11 pp 941-957.

-DER-MEREDITCHIAN J.J. (1980) "Application of Discriminant Analysis in Meteorology: Statistical Climatology" Elsevier, Amsterdam, 241

pp.

-DIAZ E.L. (1953) "El efecto dinámico de la Cordillera de los Andes y el aislamiento de la acción perturbadora regional y superior" Meteoros, Año III N°1.

-DUARTE M.L. (1986) "Estrucutra Vertical de los Sistemas Sinópticos sobre Areas Argentinas" Tesis Doctoral U.B.A.

-EGGER J. (1974) "Numerical experiments on lee cyclogenesis" Mon. Wea. Rev. Vol. 102.

-FERNANDEZ A.E., NECCO G.V. (1982) "Características del campo de viento en la atmósfera libre en estacines argentinas" Meteorologica, Vol XIII, N°2 7-22.

-FITZ ROY R. (1863) "Weather boock. A manual of practical meteorology" London.

-FLEAGLE R.G. (1947) "The fields of temperature, pressure and three-dimentional motion in selected weather situations" J. Meteor 4, pp 165-185.

-FLEAGLE R.G. (1948) "Quantitative analysis of factors influencing pressure changes" J. Meteor. 5, pp 281-292.

-GAN, A.M., Rao B.V. (1991) "Surface Cyclogenesis over South America" Mon. Wea. Rev. Vol. 119, N°5

-GAN, M.A., Rao V.B. (1992) "The influence of Andes Cordillera on the transient disturbancies" INPE, Brasil

-GORDILLO S.B., Belohlawek A.F., García M.J., Saluzzi M.E. (1991) "Estudio Retrospectivo de una Rápida y Severa Ciclogénesis que Produjo Cuantiosos Daños Socio-económicos en la Zona Rivereña del Río de la Plata" Anales Congremet VI.

-GRANDOSO H. N., Núñez J. (1955) "Análisis de una situación de bloqueo en la parte austral de América del Sur" Meteoros N°1 y 2 (35-54)



- GREEN P.E. (1978) "Analyzing Multivariate Data" The Dryden Press. Illinois, U.S.A.
- HAGE K.D. (1961) "On summer cyclogenesis in the lee of the Rocky Mountainss. Bull Amer. Met. Soc. 42, pp 20-23.
- HAURWITZ (1945) "Advection of air and forecasting pressure changes" J. Met. 2, pp 83-96.
- HESS S.L. (1945) "A statistical study of deepening and filling of extratropical cyclones. J. Met. Vol 2, 179-184.
- HESS S.L. (1948) "Some new meridional cross sections trhough the atmosphere" J. Met. Vol.5 293-300.
- HESSLING N.A. (1923) "Ciclones y anticiclones en la República Argentina" Boletín Mensual de la Oficina Meteorológica, año 7 (76-86).
- HIRSCHBERG P.A., Fritsch J.M. (1991) "Tropopause undulations and development of extratropical cyclones Part II: Diagnostic analysis and conceptual model" Mon. Wea. Rev. Vol 119, 518-550
- HOFFMANN J.A. (1975) "Atlas Climático de América del Sur" OMM-UNESCO, Impreso en Cartagraphia, Budapest, Humgría
- HORDIJ J., Bordón S. (1987) "Localización de corrientes en chorro en relación con frentes en superficie en América del Sur" Anales II Congreso Interamericano de Meteorlogía.
- JOHNSON C.B. (1948) "Anticyclogenesis in eastern Canada during spring" Bull. Amer. Met. Soc. 29, 47-55.
- JAMES R.W. (1952) "The latitude dependence of intensity in cyclones and anticyclones" J. of Meteor. Vol. 9 243-251
- JUSEM J.C., Atlas R. (1989) "A numerical investigation of the River Plate's cylone of 29 may 1984" Preprint III Conferencia Int. sobre Met y Oc. del H.S.

-JUSEM J.C., Atlas R. (1991) "Diagnostic Evaluation of Numerical Model Simulations Using the Tendency Equation" Mon. Wea. Rev. Vol. 119, N°12.

-KASAHARA A. (1966) "The dynamical influence of orography on the large-scale motion of the atmosphere" J. At. Sc. 23, 259-271.

-LICHTENSTEIN E.R. (1980) "La depresión del Noroeste Argentino" Tesis Doctoral (U.B.A.)

-LICHTENSTEIN E.R. (1989) "Some influences of the Andes Cordillera on the synoptic scale circulation" Preprint III Conf. Int. sobre Met. y Oc. del H.S.

-LICHTENSTEIN E.R. (1990) "Algunas influencias de la Cordillera de los Andes sobre la circulación de escala sinóptica" Conferencia en el Dto de Cs. de la Atmósfer.

-MANOBIANCO J. (1989) "Explosive east coast cyclogenesis over Western Central North Atlantic Ocean: a composite study derived from ECMWF operational analysis" Mon. Wea. Rev. Vol 117 N°11 2365-2383.

-MARGULES M. (1904) "Über die Beziehung Zwischen Barometerschwankung und Kontinuitätsgleichung. Boltzman Festschrift, 585-589.

-MC CLAIN E.P., Danielsen E. (1955) "Zonal distribution of baroclinicity" J. of Meteor. Vol 12

-MC CLAIN E.P. (1960) "Some effects of the western cordillera of North America on cyclonic activity" J. Met. Vol 17, 104-115.

-MC INTYRE D.P. (1955) "On the barocline structure of the westerlies" J. Met. Vol 12 201-210.

-MADDEN R., JULIAN P. (1972) "Further evidence of global-scale 5-day pressure waves" Jou. of Atmos. Sci. Vol. 29 N°8, pp. 1464-1469.

-MECHOSO C. (1981) "Topographic influences on the general circulation of the Southern Hemisphere: A numerical experiment" Mon.



Weaa. Rev. Vol 109, 2131-2139.

-MILLER J.E., Mantis (1947) "cyclogenesis en the Atlantic coastal region of the United States" J. Met 3, 31-44.

-MOYANO M.C., Blanco V.A., Casinelli E.J. (1972) "Análisis comparativo de índices de inestabilidad como predictores de fenómenos convectivos" Meteorologica Vol. 3, N°1-2-3

-NECCO G.V. (1982a) "Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: ciclogénesis" Meteorológica Vol XIII, N°1 7-20.

-NECCO G.V. (1982b) "Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: trayectorias y desarrollos" Meteorológica Vol XIII, N°1, 21-34.

-NECCO G.V. (1982c) "On cyclogenesis on South American regions during FGGE" Nat. Met. Cent. Dev. Div.

-NERY J.T., Seluchi M.E., Brynsztejn S.M. (1991) "Modelo de Pronóstico Estadístico de Heladas para la Región de Maringá" Anales Congremet VI.

-NEWTON C.W. (1956) "Mechanisms of circulation change during a lee cyclogenesis" J. Meteor. 13, 528-539.

-NORTE F.A. (1988) "Características del Viento Zonda en la Región de Cuyo" Tesis Docotral. (U.B.A.)

-NUÑEZ M.N., Ciappesoni H.H. (1986) "The May 29-30, 1984 cyclogenesis over Argentina Central Plains" Second International Conference of Southern Hemisphere Meteorology, New Zeland. Extended Abstracts. American Meteorological Society.

-ORLANSKI I., Katzfey J. (1991) "The life cycle of a cyclone wave in the Southern Hemisphere" J. of At. Sc. Vol.48 N°17, 1972-1988

-ORLANSKI I., Polinsky L.J. (1984) "Predictability of Mesoscale Phenomena" Proc. Int. Symp. Nowcasting, 2nd, Norrkoping, Sweden,



271-280.

-PALMEN E., Nagler K. (1948) "An anlysis of wind and temperature distribution in the free atmosphere over North America in a case of approximately weterly flow" J. Met Vol 5, 58-64.

-PALMEN E. (1948) "Origin and structure oh high-level cyclones south of maximun westerlies" Tellus 1, 22-31.

-PALMEN E., Newton C. (1948) "A study of the mean wind and temperature distribution in the vicinity of the polar front in winter" J. Met. Vol 5, 220-226.

-PALMEN E., Newton C. (1969) "Atmspheric circulation systems" Academic Press, New York.

-PARKER S., Hawes J., Colucci S., Hayden E. (1989) "Climatology of 500 mb cyclones and anticyclones, 1950-1985" Mon. Wea. Rev. Vol. 117 N°3, 558-570.

-PETTERSSEN S. (1941) "On the influence of mountain ranges on cyclogenesis" Bull. Amer. Met. Soc. Vol.22.

-PETTERSSEN S., Dunn G., Means L. (1955) "Report of an experiment forecasting of cyclone development" J. Met. Vol 12, N°1.

-PETEERSSEN S. (1956) "Weather Analysis and forecasting" Mc Graw Hill.

-PHYSIC W.L. (1981) "Winter depressions tracks and climatological jet streams in Southern Hemisphere during the FGGE year" Quat. J. Roy. Met. Soc. Vol 107.

-RADINOVIC D. (1985) "On the development of orographic cyclones" Tech Rep. N°50, ECMWF.

-RAMAGE C.S. (1971) "Monssoon Meteorology" New York, Academic Press.

-RIVERO O.R., Bischoff S.A. (1971) "Ciclogénesis, movimiento y

distribución de depresiones en los océanos Atlántico y Pacífico Sur durante el período abril 1967- marzo 1968" Meteorológica, II 415-423.

-RIVERO O. R. (1971) "Consideraciones dinámicas sobre un desarrollo ciclónico en la Patagonia durante los días 15 a 16 de agosto de 1967" Meteorológica, II 476-523.

-RIVERO O.R., Ereño C. (1978) "Ciclogénesis, movimiento y distribución de depresiones y densidad de pasaje de frentes en los Océanos Atlántico y Pacífico Sur durante el período abril 1967 a 1972" Meteorológica Vol 8-9.

-RUIZ N.E., Vargas, W.M. (1991) "Ensayo de pronóstico objetivo de probabilidad de precipitación en Buenos Aires en base a análisis de 500 mb del ECMWF" Inédito.

-RUSSEL H., Horn L.H. (1975) "Static stability and the 300 mb isotach field in the Colorado cyclogenetic area" Mon. Wea. Rev. Vol 103, Nº 7 628-638.

-SATYAMURTY P., Pinheiro Dos Santos R., Maringolo Lemes M.A. (1980) "On the stationary trough generated by the Andes" Mon. Wea. Rev. Vol 108 Nº 4 510-520.

-SCHWERDTFEGER W. (1954) "Análisis sinóptico y aspecto climatológico de dos distintos tipos de depresiones b́aricas en el Norte de Argentina" Meteoros 4.

-SCHWERDTFEGER W., Martin D. W. (1964) "The zonal flow of the free atmosphere 10°N-80°S, in the South American sector" J. Appl. Met. Vol.3 Nº 6.

-SELUCHI, M.E., Nery J.T. (1992) "Condiciones Meteorológicas Asociadas a la Ocurrencia de Heladas en la Región de Maringá" VII Congreso Brasileño de Meteorología.

-SELUCHI, M.E., Bischoff S.A., Lichtenstein, E.R. (1990) "La estructura vertical de los sistemas migratorios en Buenos Aires" GEOACTA Vol 17 Nº 1 145-153.



-SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL (1957) "Atlas Climático de la República Argentina"

-SERVICIO DE HIDROGRAFIA NAVAL (1971) "Proyecto ASPAS" Tomo I, H40712, 71-122.

-STRETEN N., Troup A. (1973) "A synoptic climatology of satellite observed cloud vortices over Southern Hemisphere" Quat. Jou. Roy. Met. Soc. Vol.99, N°419. 56-72.

-SUTCLIFFE R.C. (1939) "cyclonic and anticyclonic development" Quat Jou. Roy. Met. Soc. Vol.65 518-524.

-SUTCLIFFE R.C. (1947) "On the development of cyclones and anticyclones" Qat. Jou. Roy. Met. Soc. Vol. 43.

-TALJAARD J.J. (1967) "Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during I.G.Y." Jou. Appl. Met. 6, pp 973-987.

-TREVISAN A. (1976) "Numerical experiments on the influence of orography on cyclone formation with an isentropic primitive equation model" J. At. Sc. Vol.33 768-780.

-VELASCO I., Necco G.V. (1980) "Valores medios, extremos y desviaciones estándar de datos aerológicos de la República Argentina" Dto. de Meteorología, F.C.E.N.- U.B.A.

-VON FICKER (1920) "Der einfluss der Alpen auf die fallgebiete des luftdruckes und die entstehung von depressionen im mittelmeeer" Meteorologische Zeitschrift, Vol. 37.

-WEXLER H. (1951) "Anticyclones" In Compendium of Meteorology Ed. Boston, Amer. Met. Soc.

-WOELCKEN K. (1954) "Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en la Argentina, Meteoros IV(4).

-YASUNARI T. (1977) "Stationary waves in the Southern Hemisphere mid-latitude zone revealed from average brightness charts" Jou. of



the Met. Soc. of Japan Ser II Vol. 55 N<sup>o</sup>3 274-285.

-ZILLMAN J.W., Price P.G. (1972) "On the thermal structure of nature southern ocean cyclone" Aust. Met. Mag. Vol. 20 34-48.

***ESTUDIO DEL COMPORTAMIENTO  
DE LOS SISTEMAS SINOPTICOS MIGRATORIOS  
EN LA ARGENTINA***

***FIGURAS***

2577

# *LISTA DE FIGURAS*

<b><u>Figura 2.1:</u></b> Ejemplo de elección de <b>máximos</b> y <b>mínimos</b> de presión para dos meses en particular. . . . .	146
<b><u>Figura 2.2:</u></b> Frecuencias absolutas de presión reducidas a nivel del mar, correspondientes a los <b>máximos</b> y <b>mínimos</b> de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia..	147
<b><u>Figura 2.3:</u></b> Frecuencias absolutas de presión reducidas a nivel del mar, correspondientes a los <b>mínimos</b> y <b>máximos</b> de presión en verano e invierno sobre Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. . . . .	148
<b><u>Figura 2.4:</u></b> Sondeos medios correspondientes a los <b>mínimos</b> y <b>máximos</b> de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. . . . .	149
<b><u>Figura 2.5:</u></b> Sondeos medios correspondientes a los <b>mínimos</b> de presión en <b>verano</b> e <b>invierno</b> sobre Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. . . . .	150
<b><u>Figura 2.6:</u></b> Sondeos medios correspondientes a los <b>máximos</b> de presión en <b>verano</b> e <b>invierno</b> sobre Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. . . . .	151
<b><u>Figura 2.7:</u></b> Anomalías medias de altura geopotencial (m <sub>gp</sub> ), temperatura (°C) y humedad relativa (%) correspondientes a los <b>mínimos</b> y <b>máximos</b> de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. . . . .	152



<b><u>Figura 2.8:</u></b> Anomalías medias de altura geopotencial (m <sub>g</sub> p), temperatura (°C) y humedad relativa (%) para los <b>mínimos</b> y <b>máximos</b> de presión en <b>verano</b> . . . . .	153
<b><u>Figura 2.9:</u></b> Idem figura 2.9 para los <b>mínimos</b> y <b>máximos</b> de presión en <b>invierno</b> . . . . .	154
<b><u>Figura 2.10:</u></b> Valor del estadístico t de Student para los <b>mínimos</b> (izquierda) y <b>máximos</b> (derecha) de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. . . . .	155
<b><u>Figura 2.11:</u></b> Distribución en frecuencias de gradientes térmicos (°C/1000m) para los <b>mínimos</b> de presión en ocho capas atmosféricas sobre Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia . . . . .	156
<b><u>Figura 2.12:</u></b> Idem figura 2.11 para los <b>máximos</b> de presión. . . . .	157
<b><u>Figura 2.13:</u></b> Distribución en frecuencias del índice de inestabilidad "K" de Whiting para los <b>mínimos</b> de presión anuales y estacionales . . . . .	158
<b><u>Figura 2.14:</u></b> Idem figura 2.13 para los <b>máximos</b> de presión. . . . .	159
<b><u>Figura 2.15:</u></b> Isolíneas de frecuencia porcentual de ocurrencia de viento (%) para los <b>mínimos</b> de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia . . . . .	160
<b><u>Figura 2.16:</u></b> Isolíneas de frecuencia porcentual de ocurrencia de viento (%) para los <b>mínimos</b> de presión en <b>verano</b> e <b>invierno</b> . . . . .	161

<b>Figura 2.17:</b> Isolíneas de frecuencia porcentual de ocurrencia de viento (%) para los <b>máximos</b> de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. . . . .	162
<b>Figura 2.18:</b> Isolíneas de frecuencia porcentual de ocurrencia de viento (%) para los <b>máximos</b> de presión en <b>verano</b> e <b>invierno</b> . . . . .	163
<b>Figura 2.19:</b> Cortes verticales-temporales medios de anomalías de altura geopotencial (m <sub>gp</sub> ) (izquierda) y temperatura (en décimos de grado) (derecha), para los <b>mínimos</b> de presión . . . . .	164
<b>Figura 2.20:</b> Marcha de anomalías de humedad relativa (%) y específica (g/Kg) en los niveles de superficie, 850 y 500 hPa, para los <b>mínimos</b> de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. . . . .	165
<b>Figura 2.21:</b> Marcha de índices de inestabilidad: K de Whiting (K), Cross Total (CT), Vertical Total (VT) y Total Total (TT) y de temperatura adiabática equivalente (°C) en los niveles de superficie, 850 y 500 hPa, para los <b>mínimos</b> de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. . . . .	166
<b>Figura 2.22:</b> Cortes verticales-temporales medios de anomalías de altura geopotencial (m <sub>gp</sub> ) y temperatura (en décimos de grado), para los <b>máximos</b> de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. . . . .	167
<b>Figura 2.23:</b> Marcha de anomalías de humedad relativa (%) y de humedad específica (g/Kg) en los niveles de superficie, 850 y 500 hPa, para los <b>máximos</b> de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. . . . .	168

<b><u>Figura 2.24:</u></b> Marcha de índices de inestabilidad ( $^{\circ}\text{C}$ ): K de Whiting (K), Cross Total (CT), Vertical Total (VT) y Total Total (TT) y de temperatura adiabática equivalente ( $^{\circ}\text{C}$ ) en los niveles de superficie, 850 y 500 hPa, para los <b>máximos</b> de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. . . . .	169
<b><u>Figura 2.25:</u></b> Cortes verticales-temporales medios de anomalías de altura geopotencial (mvp) y temperatura (en décimos de grado), para los <b>mínimos</b> de presión en <b>verano</b> . . . . .	170
<b><u>Figura 2.26:</u></b> Idem figura 2.29 para los <b>mínimos</b> de presión en <b>invierno</b> . . . . .	171
<b><u>Figura 2.27:</u></b> Marcha de índices de inestabilidad para los <b>mínimos</b> de presión en <b>verano</b> e <b>invierno</b> . . . . .	172
<b><u>Figura 2.28:</u></b> Marcha de temperatura adiabática equivalente para los <b>mínimos</b> de presión en <b>verano</b> e <b>invierno</b> . . . . .	173
<b><u>Figura 2.29:</u></b> Cortes verticales-temporales medios de anomalías de altura geopotencial (mvp) y temperatura (en décimos de grado), para los <b>máximos</b> de presión en <b>verano</b> . . . . .	174
<b><u>Figura 2.30:</u></b> Idem figura 2.29 para los <b>máximos</b> de presión en <b>invierno</b> . . . . .	175
<b><u>Figura 2.31:</u></b> Marcha de anomalías de altura geopotencial y temperatura en verano e invierno, para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en <b>Ezeiza</b> , cuando tiene lugar un <b>mínimo</b> de presión sobre <b>Comodoro Rivadavia</b> . . . . .	176



- Figura 2.32:** Marcha de anomalías de altura geopotencial y temperatura en verano e invierno, para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en **Comodoro Rivadavia**, cuando tiene lugar un **mínimo** de presión sobre **Ezeiza**. . . . . 177
- Figura 2.33:** Marcha de anomalías de altura geopotencial y temperatura en verano e invierno , para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en **Comodoro Rivadavia**, cuando tiene lugar un **mínimo** de presión sobre **Resistencia**. . . . . 178
- Figura 2.34:** Marcha de anomalías de altura geopotencial y temperatura en verano e invierno, para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en **Ezeiza**, cuando tiene lugar un **máximo** de presión sobre **Comodoro Rivadavia**. . . . . 179
- Figura 2.35:** Marcha de anomalías de altura geopotencial y temperatura en verano e invierno, para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en **Resistencia**, cuando tiene lugar un **máximo** de presión sobre **Comodoro Rivadavia**. . . . . 180
- Figura 2.36:** Marcha de anomalías de altura geopotencial y temperatura en verano e invierno, para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en **Comodoro Rivadavia**, cuando tiene lugar un **máximo** de presión sobre **Ezeiza**. . . . . 181
- Figura 2.37:** Marcha de anomalías de altura geopotencial y temperatura en verano e invierno, para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en **Resistencia**, cuando tiene lugar un **máximo** de presión sobre **Ezeiza**. . . . . 182
- Figura 2.38:** Marcha de anomalías de altura geopotencial y temperatura en verano e invierno, para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en **Comodoro Rivadavia**, cuando tiene lugar un **máximo** de presión sobre **Resistencia**. . . . . 183

<b><u>Figura 3.1:</u></b> ondas sinusoidales desplazadas en $\pi/4$ y su promedio . . . . .	50
<b><u>Figura 3.2:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa, correspondientes al día previo al pasaje de un <b>mínimo</b> de presión por Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.	184
<b><u>Figura 3.3:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa, correspondientes al día del pasaje de un <b>mínimo</b> de presión por Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.	185
<b><u>Figura 3.4:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa, correspondientes al día posterior al pasaje de un <b>mínimo</b> de presión por Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia . . . . .	186
<b><u>Figura 3.5:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa, correspondientes al día previo al pasaje de un <b>máximo</b> de presión por Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.	187
<b><u>Figura 3.6:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al día del pasaje de un <b>máximo</b> de presión por Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.	188
<b><u>Figura 3.7:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al día posterior al pasaje de un <b>máximo</b> de presión por Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia . . . . .	189



<b><u>Figura 3.8:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes a pasajes de <b>mínimos</b> de presión por Resistencia en verano e invierno. . . . .	190
<b><u>Figura 3.9:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes a pasajes de un <b>mínimos</b> de presión por Ezeiza en verano e invierno. . . . .	191
<b><u>Figura 3.10:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes a pasajes de un <b>mínimos</b> de presión por Comodoro Rivadavia en verano e invierno . . . . .	192
<b><u>Figura 3.11:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes a pasajes de un <b>máximos</b> de presión por Resistencia en verano e invierno. . . . .	193
<b><u>Figura 3.12:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes a pasajes de un <b>máximos</b> de presión por Ezeiza en verano e invierno. . . . .	194
<b><u>Figura 3.13:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes pasajes de un <b>máximos</b> de presión por Comodoro Rivadavia en verano e invierno. . . . .	195
<b><u>Figura 3.14:</u></b> Campos de anomalías medias de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa, correspondientes a los <b>mínimos</b> de presión en Resistencia. . . . .	196



<b><u>Figura 3.15:</u></b> Campos de anomalías medias de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa, correspondiente a los mínimos de presión sobre Comodoro Rivadavia. . . . .	197
<b><u>Figura 3.16:</u></b> Campos de anomalías medias de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa, correspondiente a los máximos de presión en invierno sobre Resistencia. . . . .	198
<b><u>Figura 3.17:</u></b> Campos de anomalías medias de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa, correspondiente a los máximos de presión en invierno sobre Comodoro Rivadavia . . . . .	199
<b><u>Figura 3.18:</u></b> Cortes verticales-temporales de anomalías de temperatura (en °C) y altura geopotencial (en mgp) para los mínimos de presión en verano e invierno sobre Mendoza . . . . .	200
<b><u>Figura 3.19:</u></b> Cortes verticales-temporales de anomalías de temperatura (en °C) y altura geopotencial (en mgp) para los máximos de presión en verano e invierno sobre Mendoza. . . . .	201
<b><u>Figura 4.1:</u></b> Area testigo utilizada para la elección de casos de ciclogénesis. . . . .	69
<b><u>Figura 4.2:</u></b> Distribución de los casos de ciclogénesis seleccionados a lo largo de los meses del año. . . .	202
<b><u>Figura 4.3:</u></b> Posición geográfica de las ciclogénesis seleccionadas. . . . .	71

**Figura 4.4:** Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al tercer día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. . . . . 203

**Figura 4.5:** Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al segundo día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. . 204

**Figura 4.6:** Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. . . . . 205

**Figura 4.7:** Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al día de la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. . . . . 206

**Figura 4.8:** Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al día posterior a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. . . . . 207

**Figura 4.9:** Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al quinto día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino . . 208

**Figura 4.10:** Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al cuarto día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. . 209

<b><u>Figura 4.11:</u></b> Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al tercer día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. .	210
<b><u>Figura 4.12:</u></b> Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al segundo día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. .	211
<b><u>Figura 4.13:</u></b> Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. .	212
<b><u>Figura 4.14:</u></b> Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al día de la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. . . . .	213
<b><u>Figura 4.15:</u></b> Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al cuarto día previo a la ocurrencia de ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino. . .	214
<b><u>Figura 4.16:</u></b> Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al tercer día previo a la ocurrencia de ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino. . .	215



**Figura 4.17:** Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al segundo día previo a la ocurrencia de ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino. . . . . 216

**Figura 4.18:** Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al día previo a la ocurrencia de ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino. . . . . 217

**Figura 4.19:** (a) Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al día de la ocurrencia de ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino. (b) Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al día de la ocurrencia de ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino. . . . 218

**Figura 4.20:** Cortes verticales temporales promedio de temperatura y altura geopotencial en las estaciones Resistencia y Ezeiza, para los casos de ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino . . . . . 219

**Figura 4.21:** Cortes verticales temporales promedio de temperatura y altura geopotencial en las estaciones Córdoba y Mendoza, para los casos de ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. . . . . 220

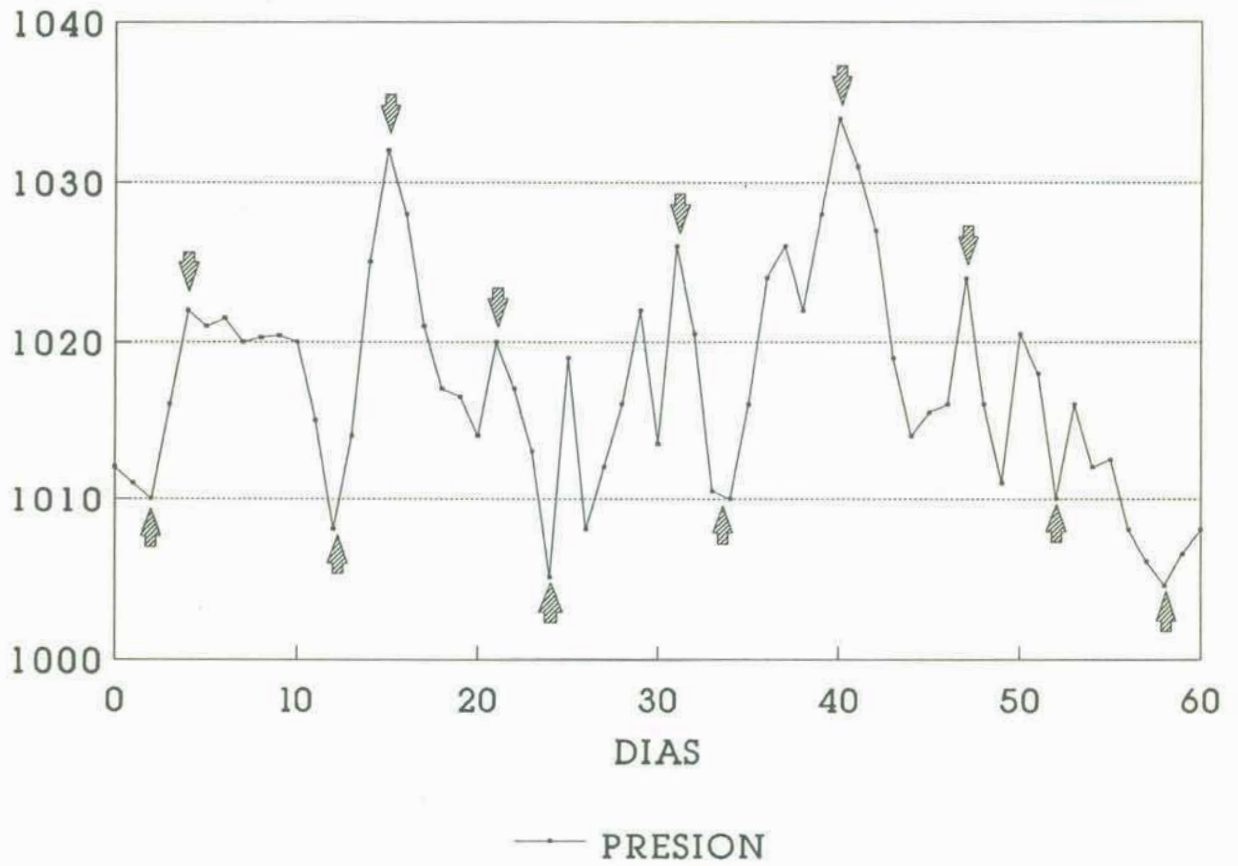
<b><u>Figura 4.22:</u></b> Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al quinto y cuarto día previo a la ocurrencia de mínimos de presión en Ezeiza	221
<b><u>Figura 4.23:</u></b> Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa correspondientes al segundo y primer día previo a la ocurrencia de mínimos de presión en Ezeiza	222
<b><u>Figura 4.24:</u></b> (a) Campos medios de anomalías de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa, 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa para el día de la ciclogénesis estivales. (b) Idem (a) para la ocurrencia de mínimos de presión en Ezeiza.	223
<b><u>Figura 4.25:</u></b> Campo de altura geopotencial (mgp) en el nivel de 1000 hPa, correspondiente al día 28 de junio de 1983 (12 UTC).	224
<b><u>Figura 4.26:</u></b> Campo de altura geopotencial (mgp) en el nivel de 1000 hPa, correspondiente al día 29 de junio de 1983 (12 UTC).	225
<b><u>Figura 4.27:</u></b> Campo de altura geopotencial (mgp) en el nivel de 1000 hPa, correspondiente al día 30 de junio de 1983 (12 UTC).	226
<b><u>Figura 4.28:</u></b> Campo de altura geopotencial (mgp) en el nivel de 1000 y 500 hPa, correspondiente al día 1° de julio de 1983 (12 UTC).	227
<b><u>Figura 4.29:</u></b> Reanálisis del mapa de presión en superficie correspondiente al día 2 de julio de 1983 (0 UTC).	228

<b><u>Figura 4.30:</u></b> Reanálisis del mapa de presión en superficie (hPa) correspondiente al día 2 de julio de 1983 (6 UTC). . . . .	229
<b><u>Figura 4.31:</u></b> Reanálisis del mapa de presión en superficie (hPa) correspondiente al día 2 de julio de 1983 (12 UTC). . . . .	230
<b><u>Figura 4.32:</u></b> Campo de altura geopotencial (m <sub>g</sub> p) en el nivel de 500 hPa, correspondiente al día 2 de julio de 1983 (12 UTC). . . . .	231
<b><u>Figura 4.33:</u></b> Tendencias medias de presión en superficie producidas por efecto de la variación del nivel de 500 hPa . . . . .	232
<b><u>Figura 4.34:</u></b> Esquema del reticulado utilizado para evaluar la advección de espesor en la ecuación (4.4) . . . . .	87
<b><u>Figura 4.35:</u></b> Tendencias trihorarias de presión en superficie correspondientes al día 2 de julio de 1983 (12 UTC), producidas por efecto de la advección de espesor . . .	233
<b><u>Figura 4.36:</u></b> Tendencias trihorarias de presión en superficie producidas por efecto del movimiento vertical . . . .	234
<b><u>Figura 4.37:</u></b> Tendencias trihorarias de presión en superficie, producidas por la variación del nivel de 500 hPa, la advección de espesor, los movimientos verticales y la precipitación . . . . .	235



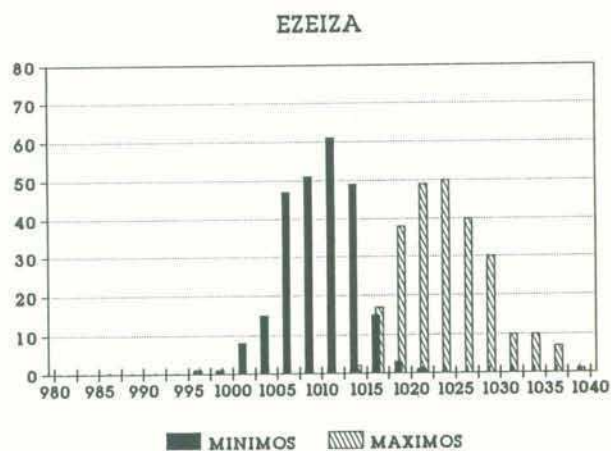
<b><u>Figura A.1:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa y 500 hpa y de espesor 500/1000 hpa, correspondientes a pasajes de <i>mínimos</i> de presión débiles e intensos por Resistencia en verano. . . . .	236
<b><u>Figura A.2:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa y 500 hpa y de espesor 500/1000 hpa correspondientes a pasajes de <i>mínimos</i> de presión débiles e intensos por Ezeiza en verano. . . . .	237
<b><u>Figura A.3:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa y 500 hpa y de espesor 500/1000 hpa correspondientes a pasajes de <i>mínimos</i> de presión débiles e intensos por Comodoro Rivadavia en invierno. . . . .	238
<b><u>Figura A.4:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa y 500 hpa y de espesor 500/1000 hpa correspondientes a pasajes de <i>máximos</i> de presión débiles e intensos por Resistencia en verano. . . . .	239
<b><u>Figura A.5:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa y 500 hpa y de espesor 500/1000 hpa correspondientes a pasajes de <i>máximos</i> de presión débiles e intensos por Resistencia en invierno. . . . .	240
<b><u>Figura A.6:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa y 500 hpa y de espesor 500/1000 hpa correspondientes a pasajes de <i>máximos</i> de presión débiles e intensos por Ezeiza en verano. . . . .	241
<b><u>Figura A.7:</u></b> Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa y 500 hpa y de espesor 500/1000 hpa correspondientes a pasajes de <i>máximos</i> de presión débiles e intensos por Ezeiza en invierno. . . . .	242

**Figura A.8:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa y 500 hpa y de espesor 500/1000 hpa correspondientes a pasajes de *máximos* de presión débiles e *intensos* por Comodoro Rivadavia en invierno. . . . . 243

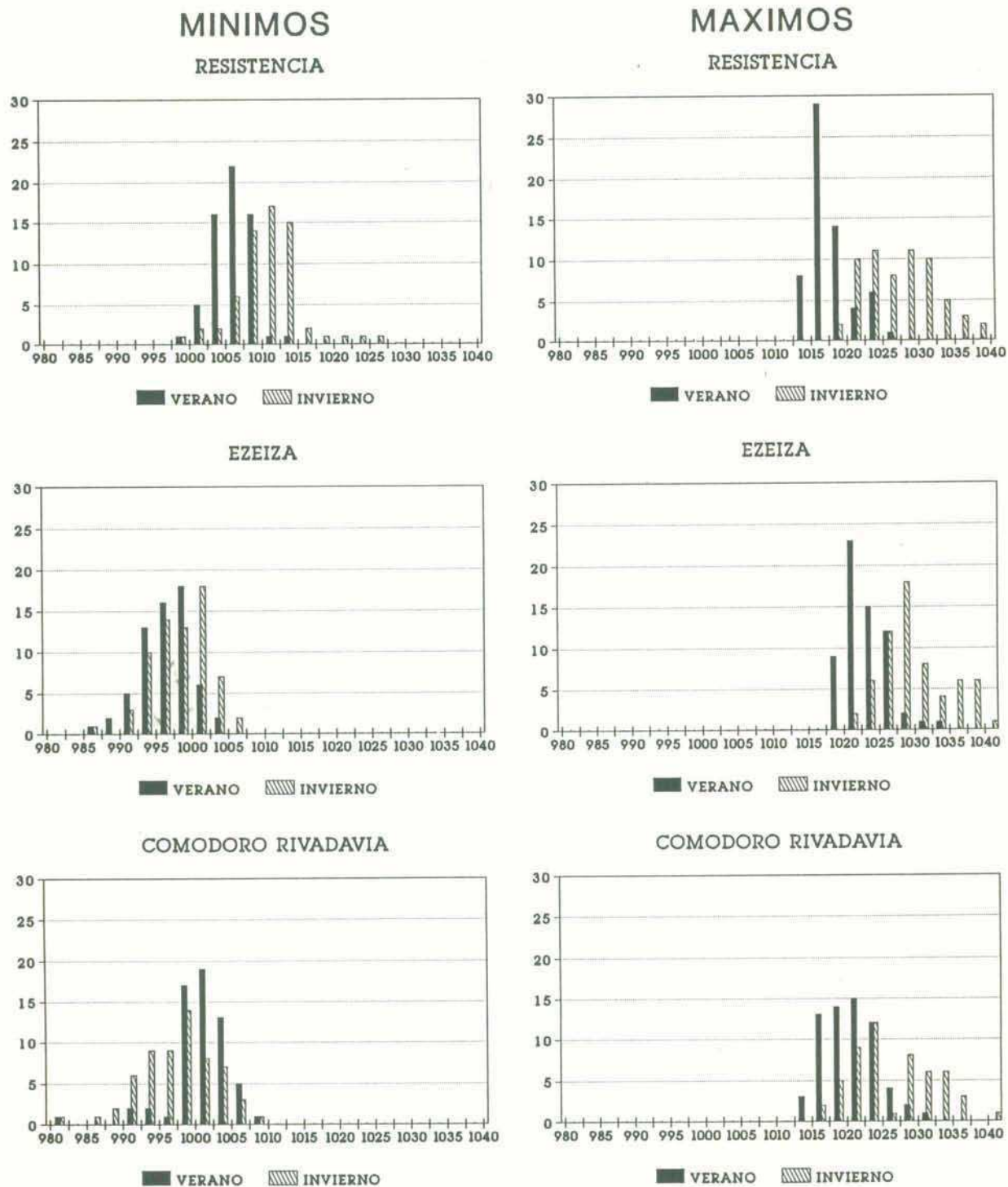


**Figura 2.1:** Ejemplo de elección de **máximos** y **mínimos** de presión para dos meses en particular. Las flechas indican los extremos elegidos.

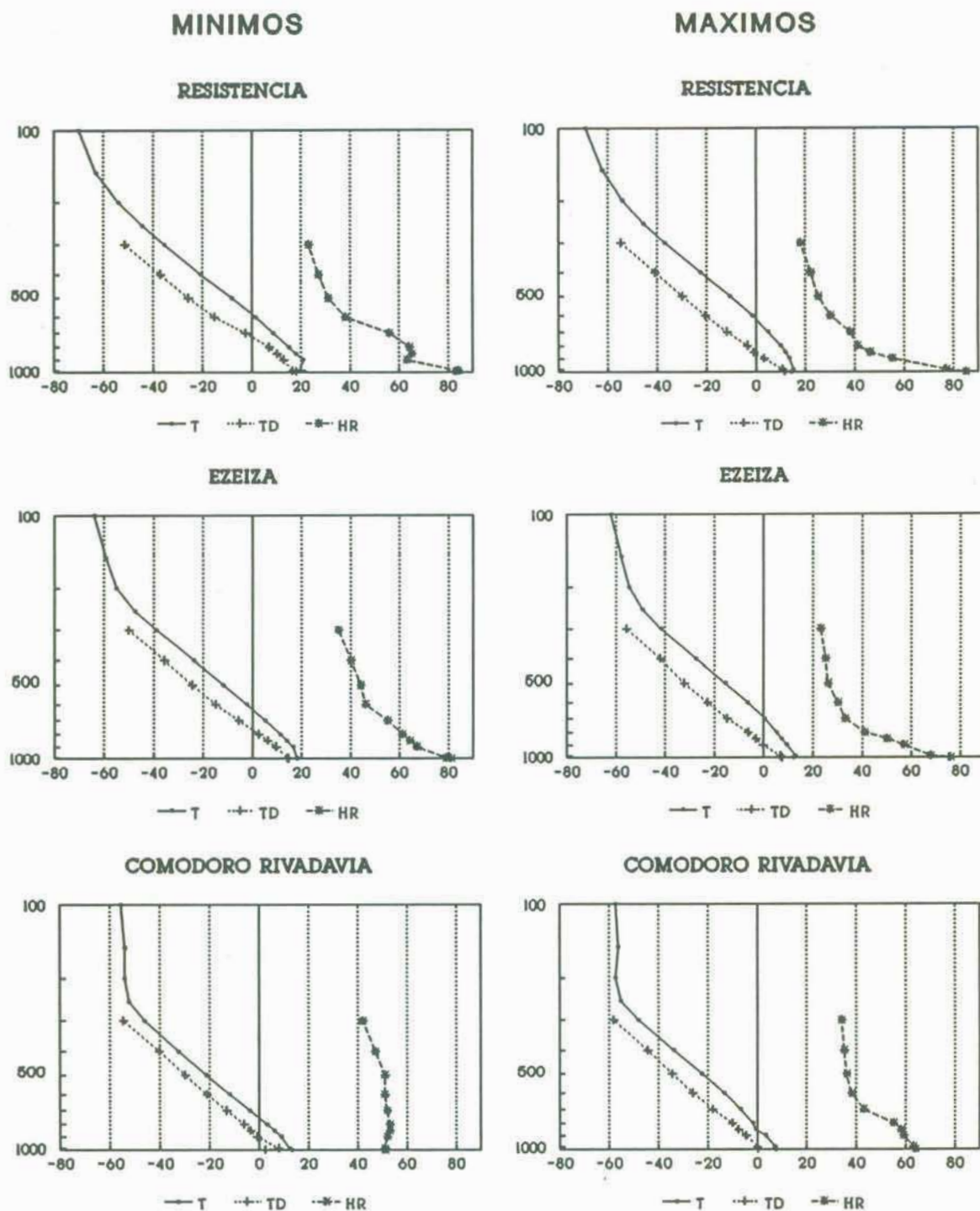




**Figura 2.2:** Frecuencias absolutas de presión reducidas a nivel del mar, correspondientes a los **máximos** y **mínimos** de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. Las abscisas indican los límites inferiores de los intervalos.

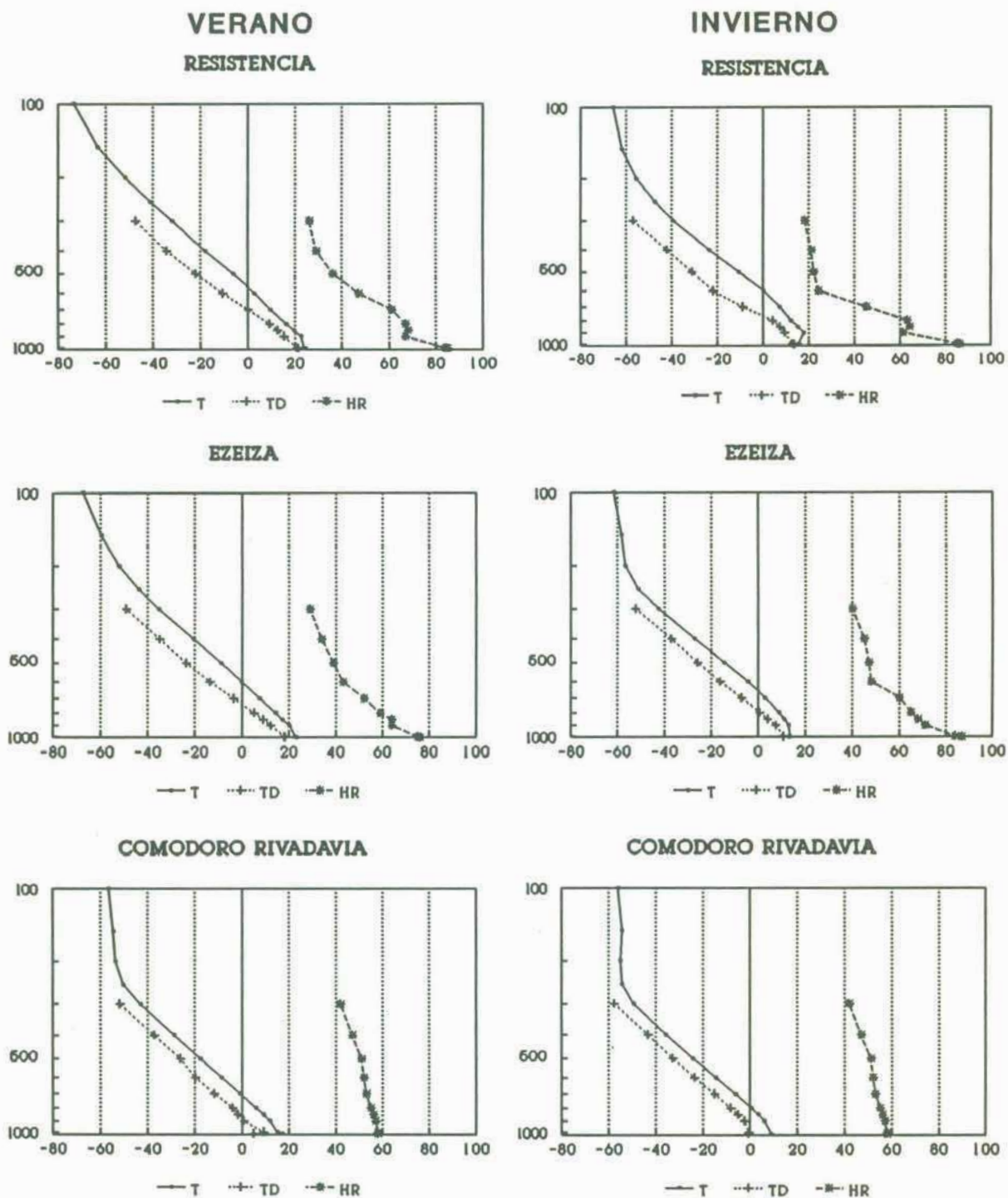


**Figura 2.3:** Frecuencias absolutas de presión reducidas a nivel del mar, correspondientes a los mínimos (izquierda) y máximos (derecha) de presión en verano e invierno sobre Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

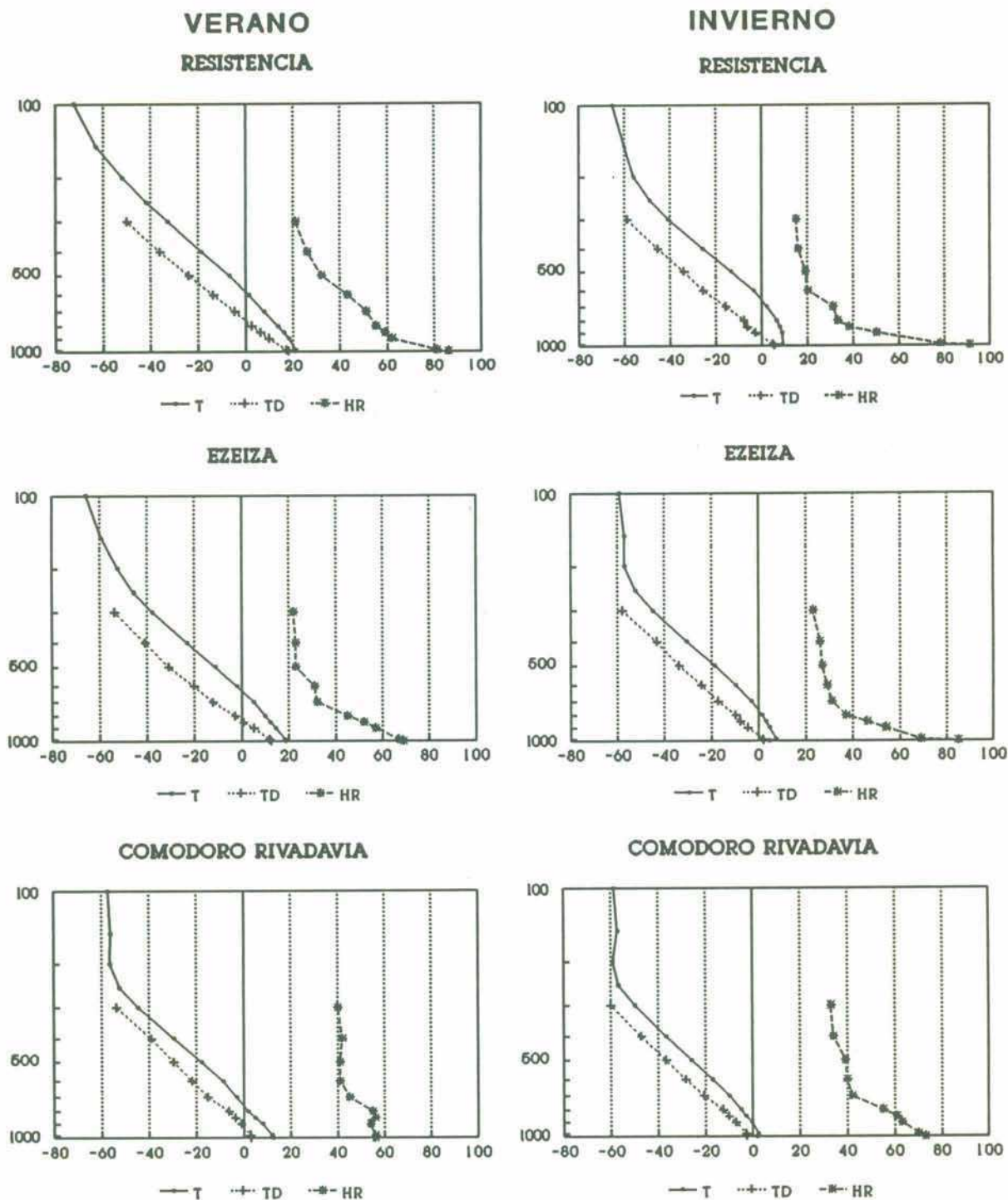


**Figura 2.4:** Sondeos medios correspondientes a los mínimos (izquierda) y máximos (derecha) de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. Las ordenadas indican niveles fijos de presión (hPa) y las abscisas son comunes a las tres variables. Las temperaturas están expresadas en °C y la humedad relativa en %.

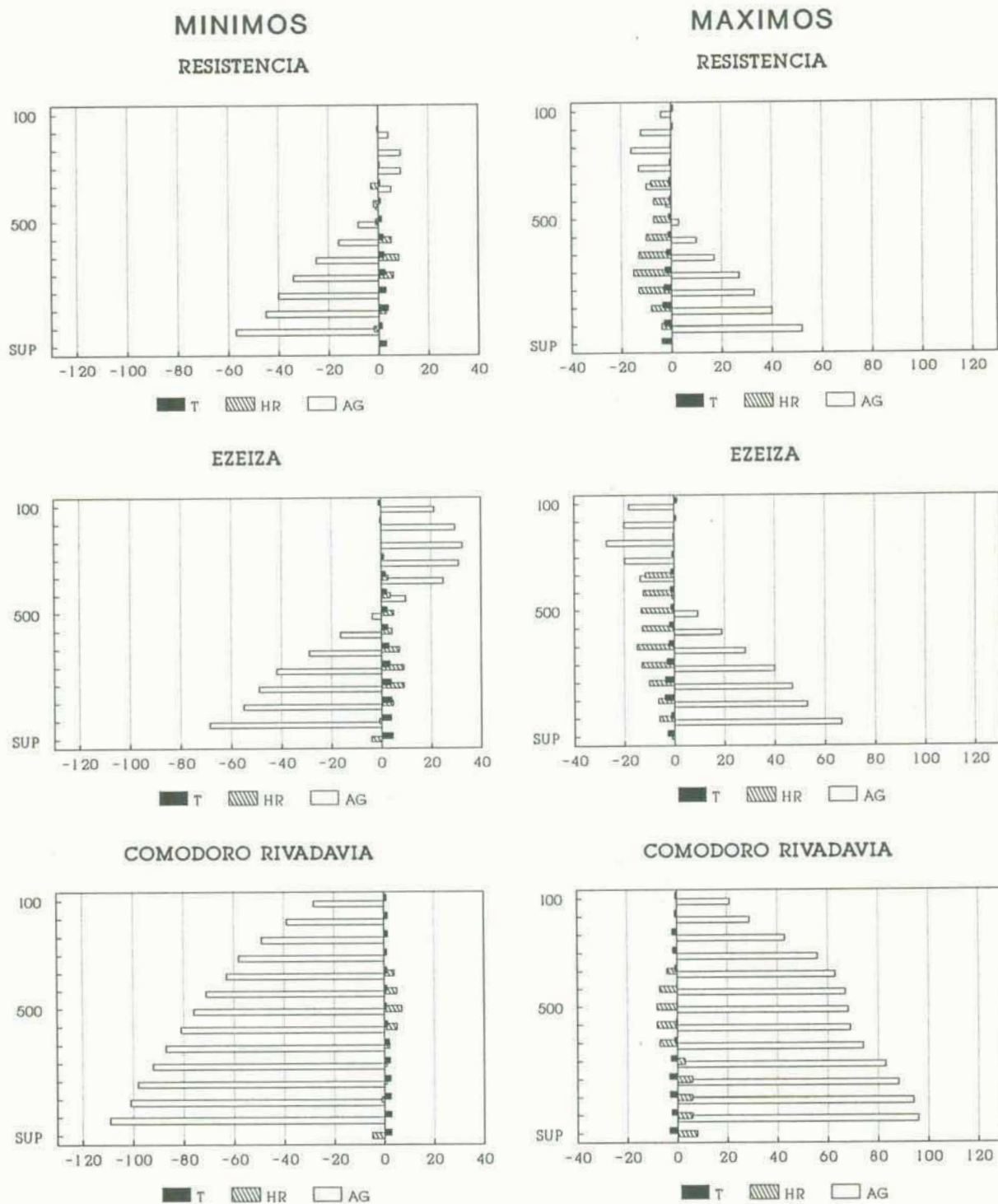




**Figura 2.5:** Sondeos medios correspondientes a los mínimos de presión en **verano** (izquierda) e **invierno** (derecha) sobre Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

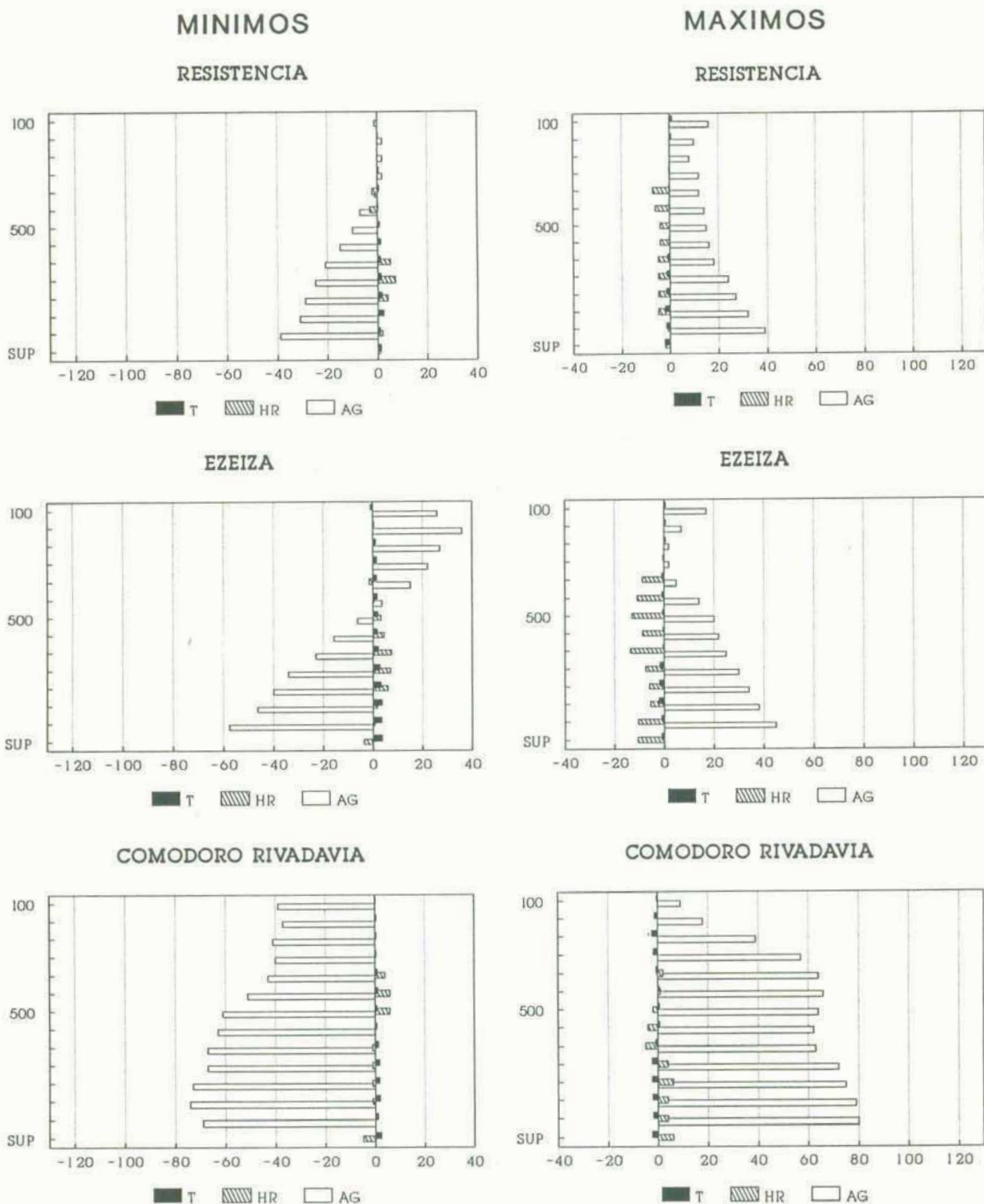


**Figura 2.6:** Sondeos medios correspondientes a los máximos de presión en **verano** (izquierda) e **invierno** (derecha) sobre Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

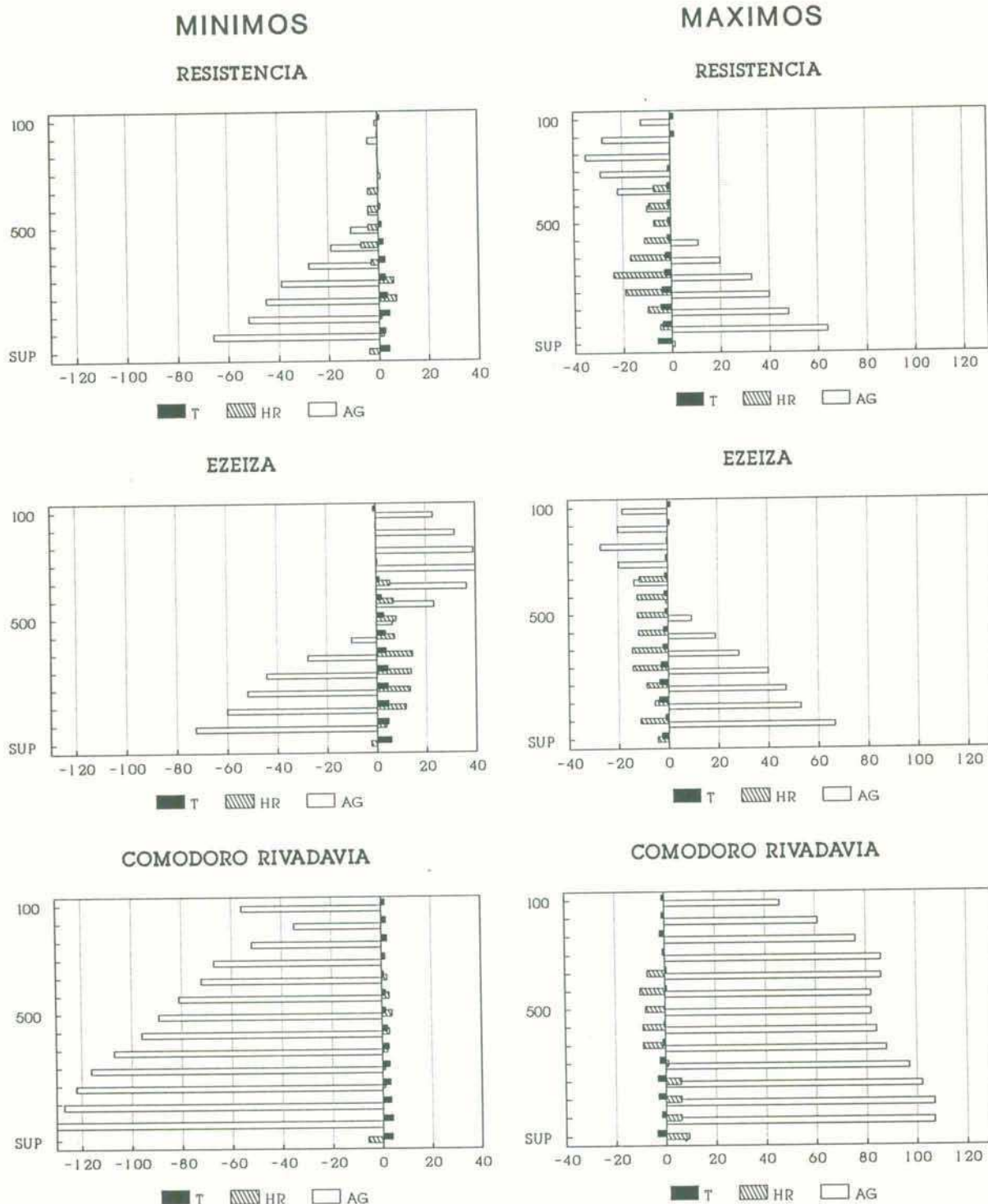


**Figura 2.7:** Anomalías medias de altura geopotencial (mgp), temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) y humedad relativa (%) correspondientes a los **mínimos** (izquierda) y **máximos** (derecha) de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. Las abscisas son comunes a las tres variables y las ordenadas representan niveles de presión.

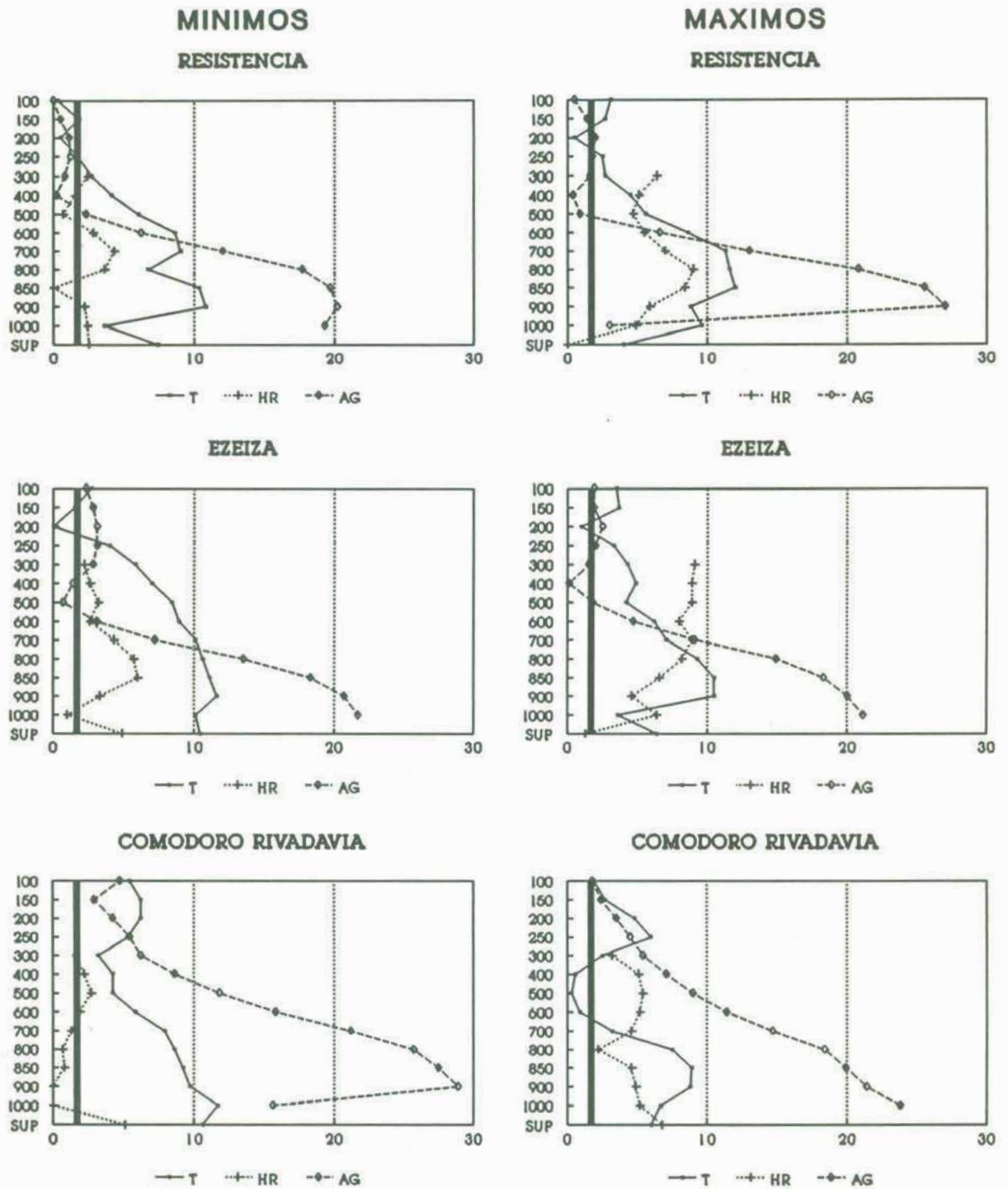




**Figura 2.8:** Anomalías medias de altura geopotencial (mgp), temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) y humedad relativa (%) para los mínimos (izquierda) y máximos (derecha) de presión en verano .



**Figura 2.9:** Idem figura 2.9 para los mínimos (izquierda) y máximos (derecha) de presión en invierno.

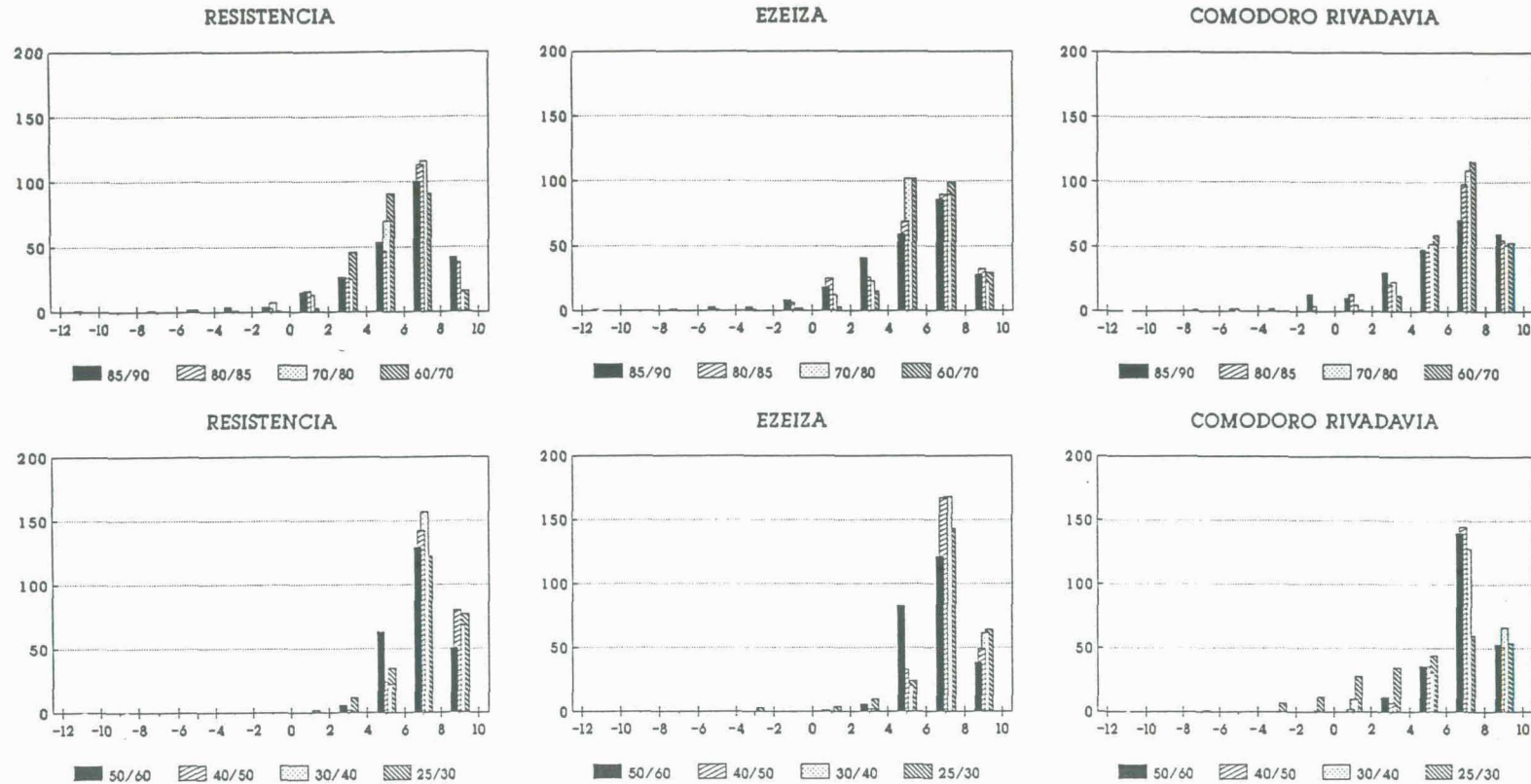


**Figura 2.10:** Valor del estadístico t de Student para los mínimos (izquierda) y máximos (derecha) de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. La línea gruesa vertical muestra el límite de significancia al 95%.



# MINIMOS

156



**Figura 2.11:** Distribución en frecuencias de gradientes térmicos ( $^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$ ) para los mínimos de presión en ocho capas atmosféricas sobre Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. Las abscisas indican los límites de los intervalos.

# MAXIMOS

157

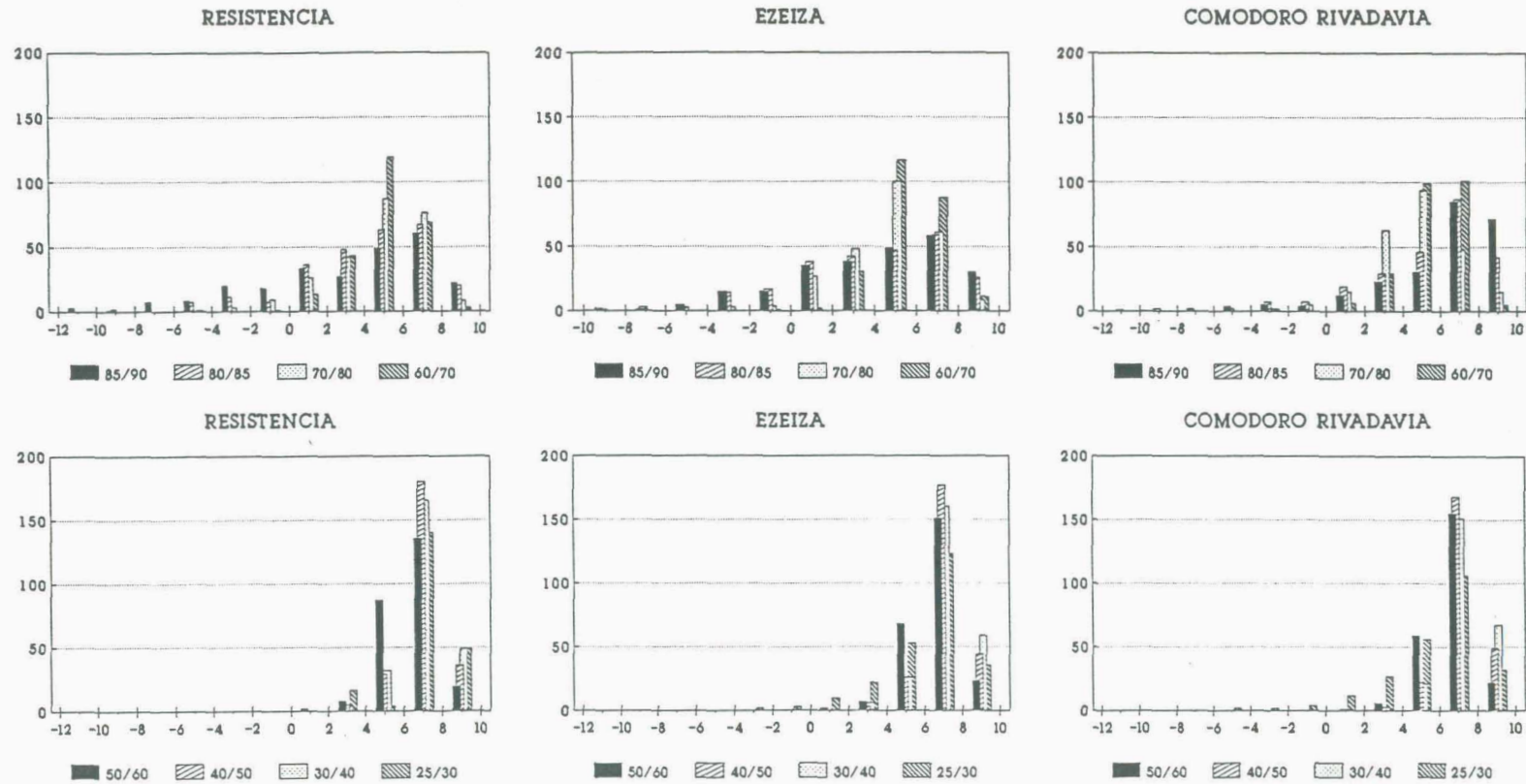
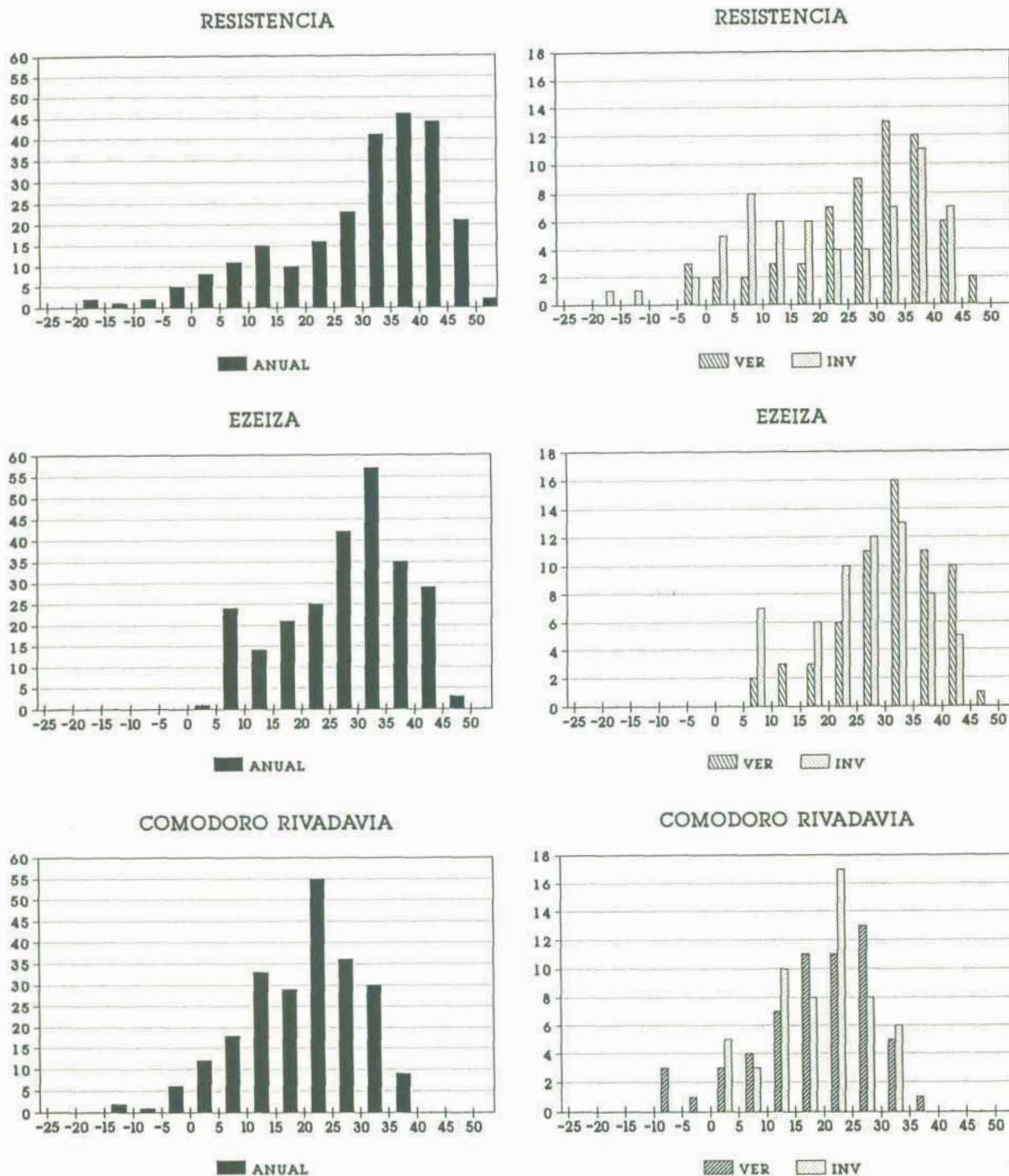


Figura 2.12: Idem figura 2.11 para los máximos de presión.

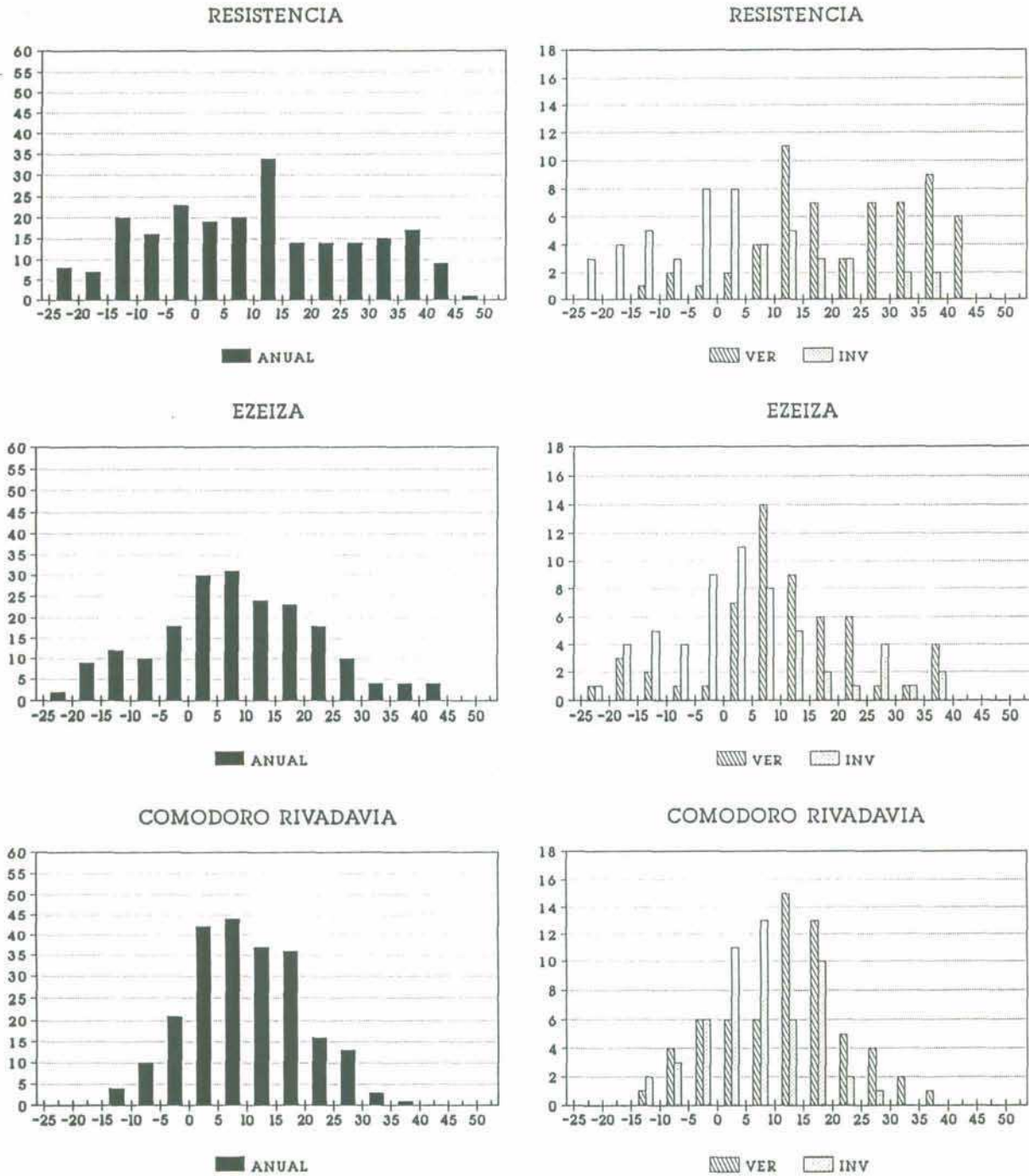
## MINIMOS



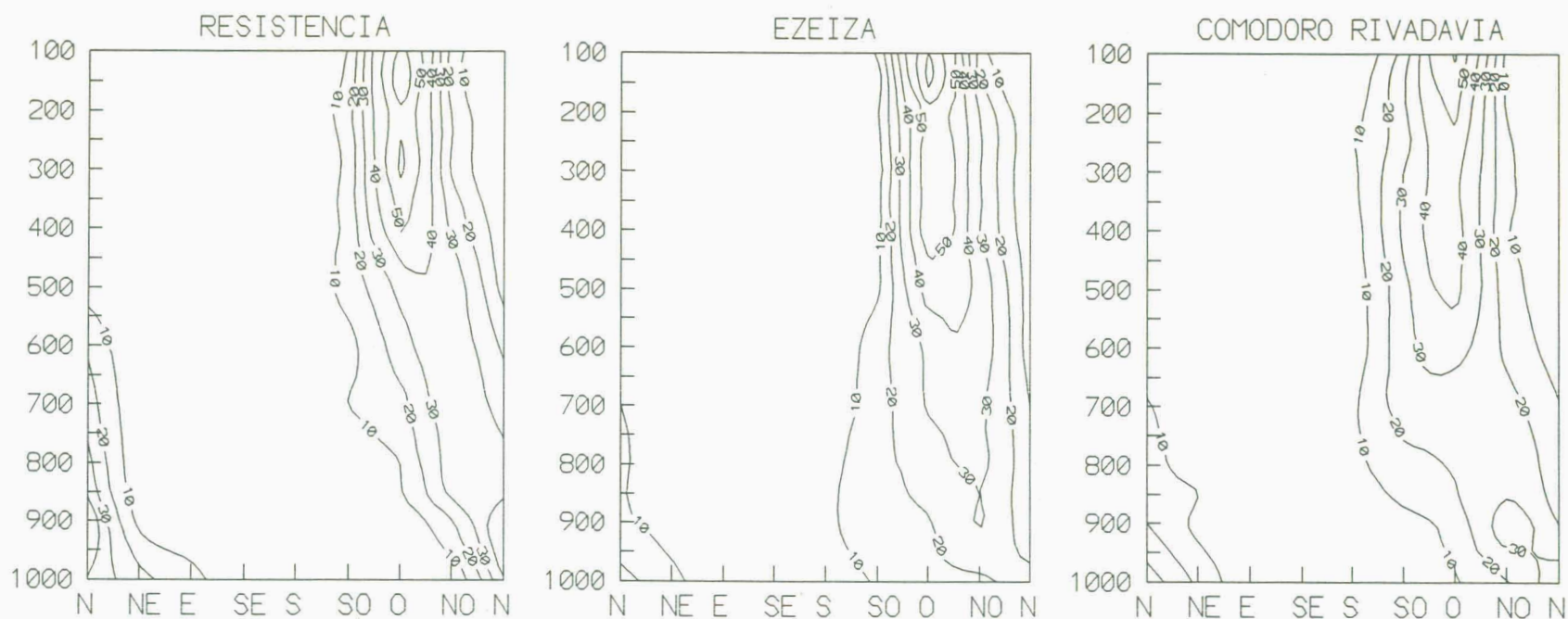
**Figura 2.13:** Distribución en frecuencias del índice de inestabilidad "K" de Whiting para los mínimos de presión anuales (izquierda) y estacionales (derecha).



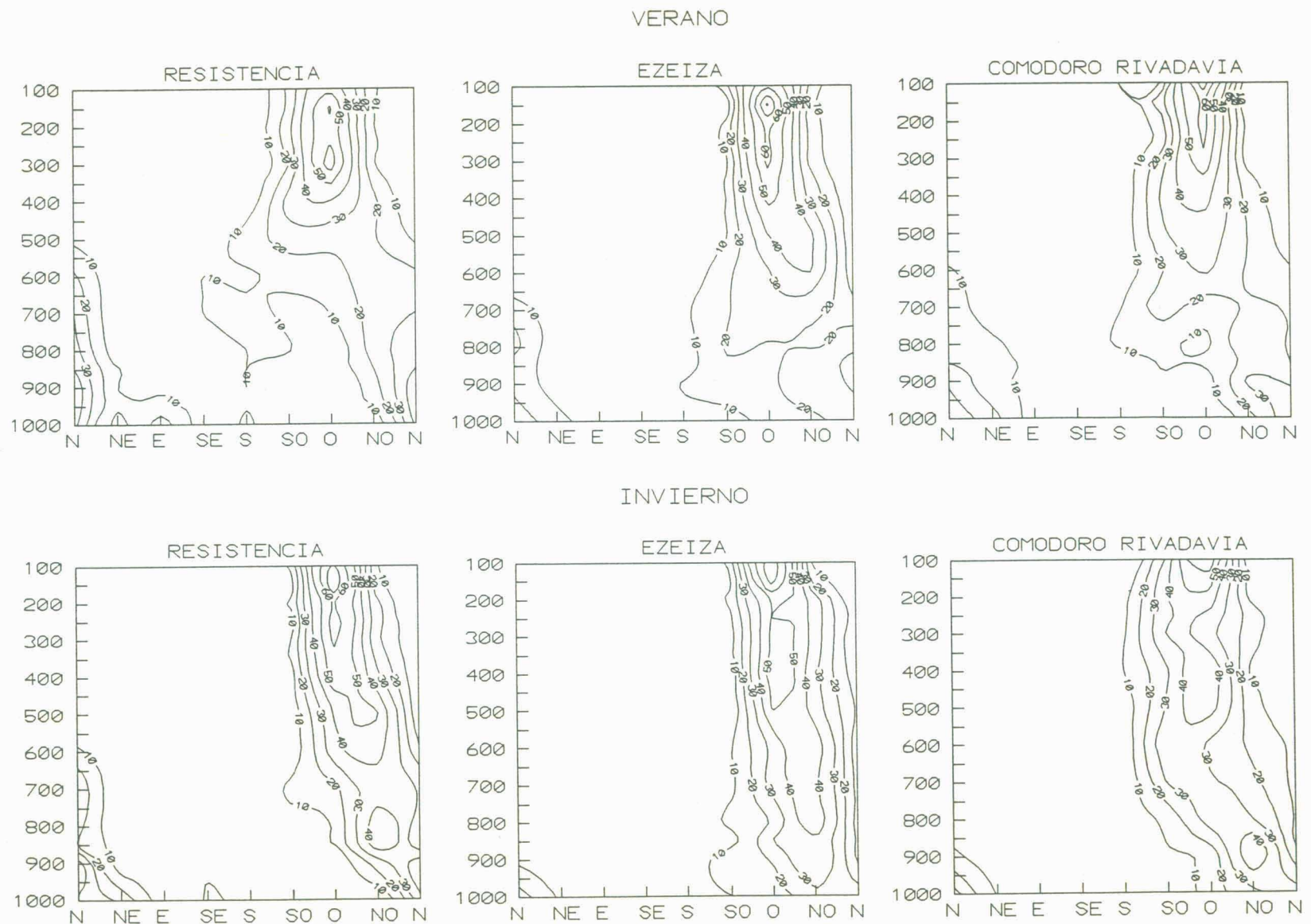
## MAXIMOS



**Figura 2.14:** Idem figura 2.13 para los máximos de presión.

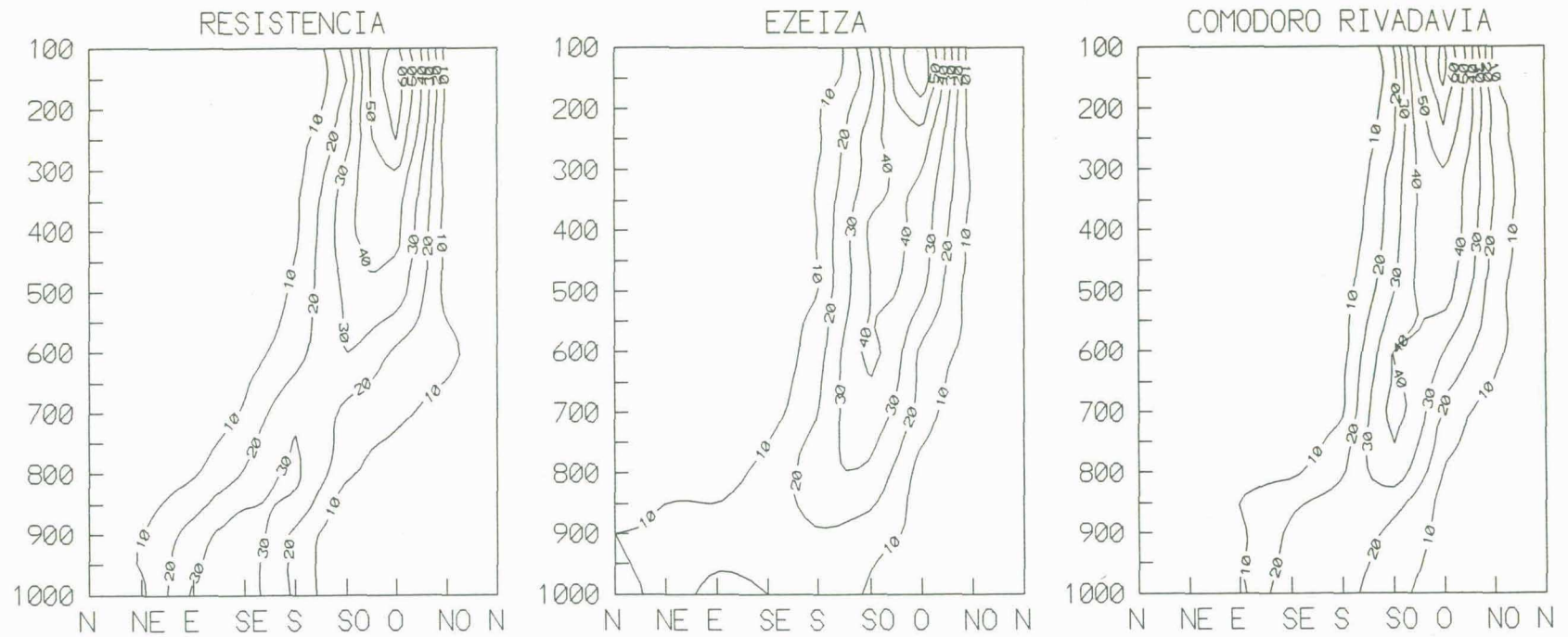


**Figura 2.15:** Isolíneas de frecuencia porcentual de ocurrencia de viento (%) para los **mínimos** de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia. Las ordenadas indican niveles fijos de presión (hPa) y las abscisas direcciones de viento. Las isolíneas están trazadas a intervalos de 10%.

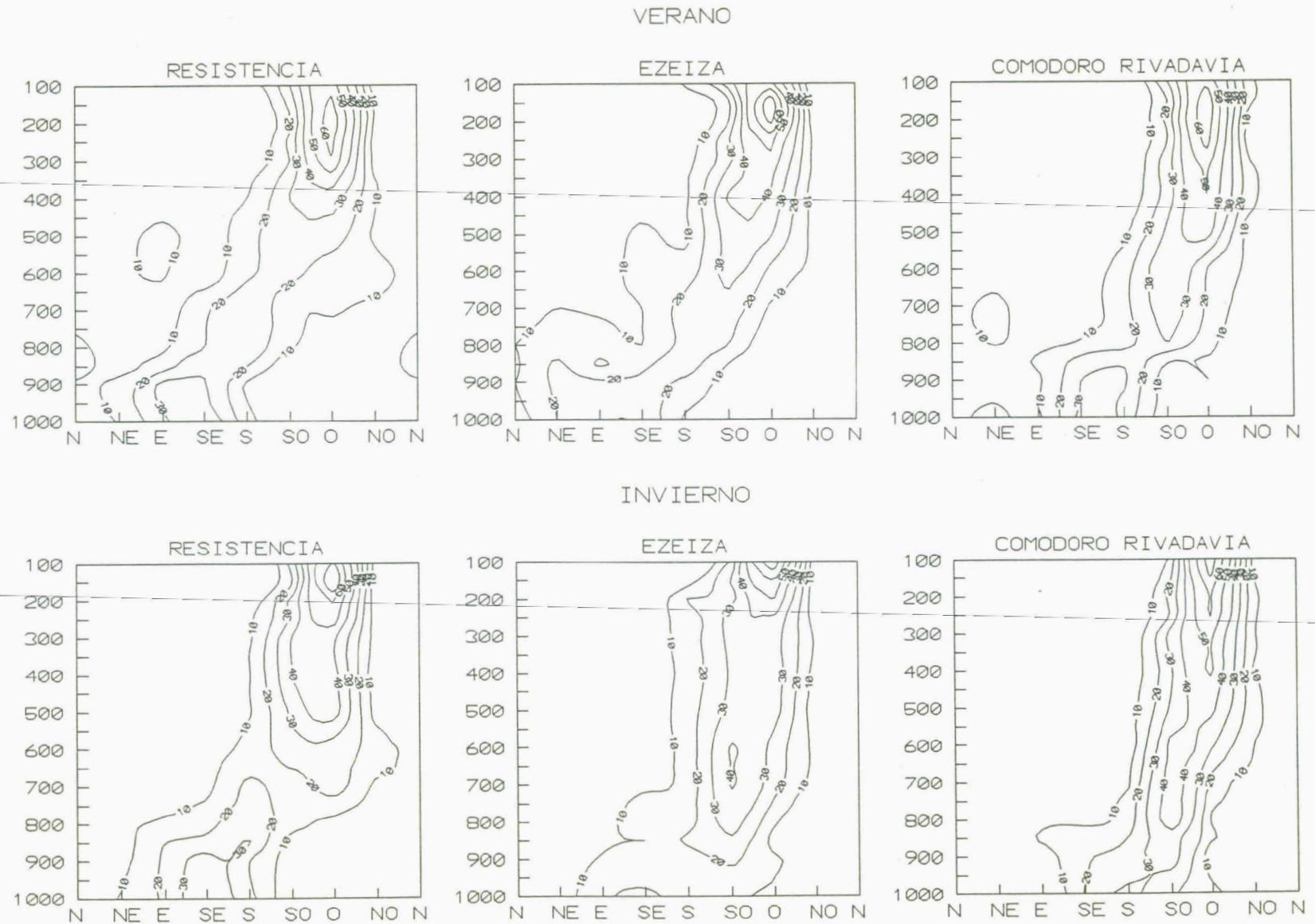


**Figura 2.16:** Isolíneas de frecuencia porcentual de ocurrencia de viento (%) para los mínimos de presión en **verano** (arriba) e **invierno** (abajo).

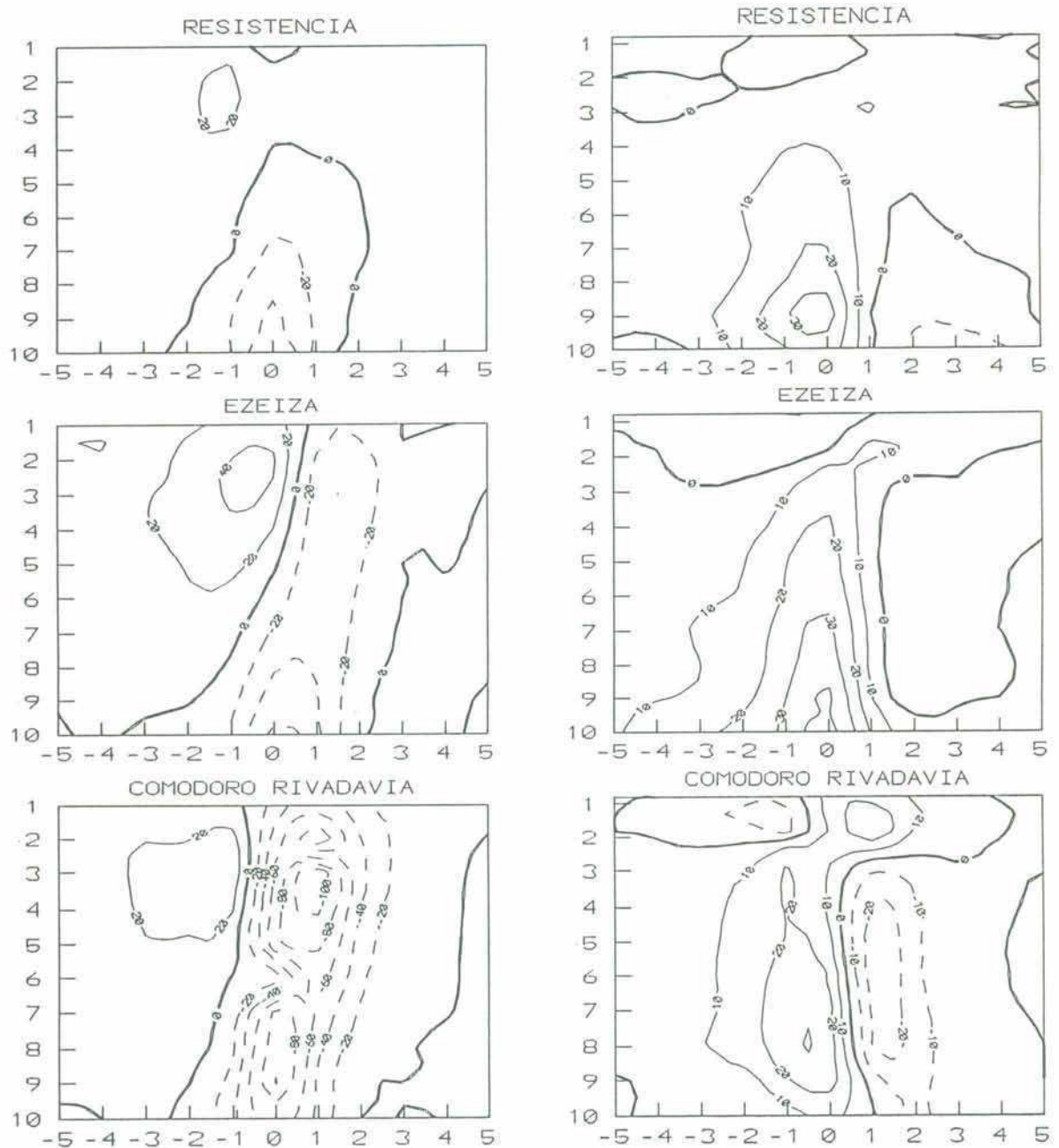




**Figura 2.17:** Isolíneas de frecuencia porcentual de ocurrencia de viento (%) para los máximos de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

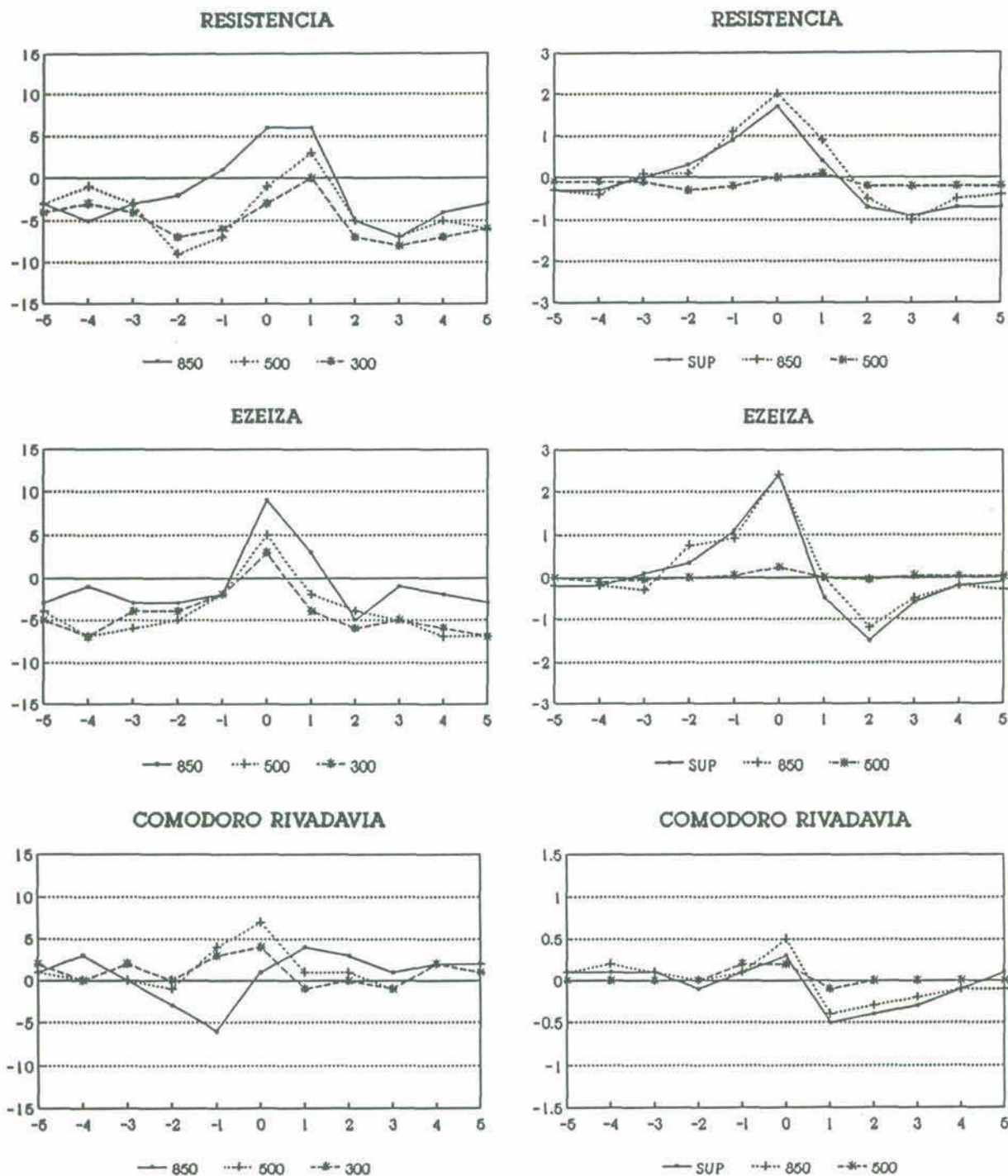


**Figura 2.18:** Isolíneas de frecuencia porcentual de ocurrencia de viento (%) para los máximos de presión en **verano** (arriba) e **invierno** (abajo).

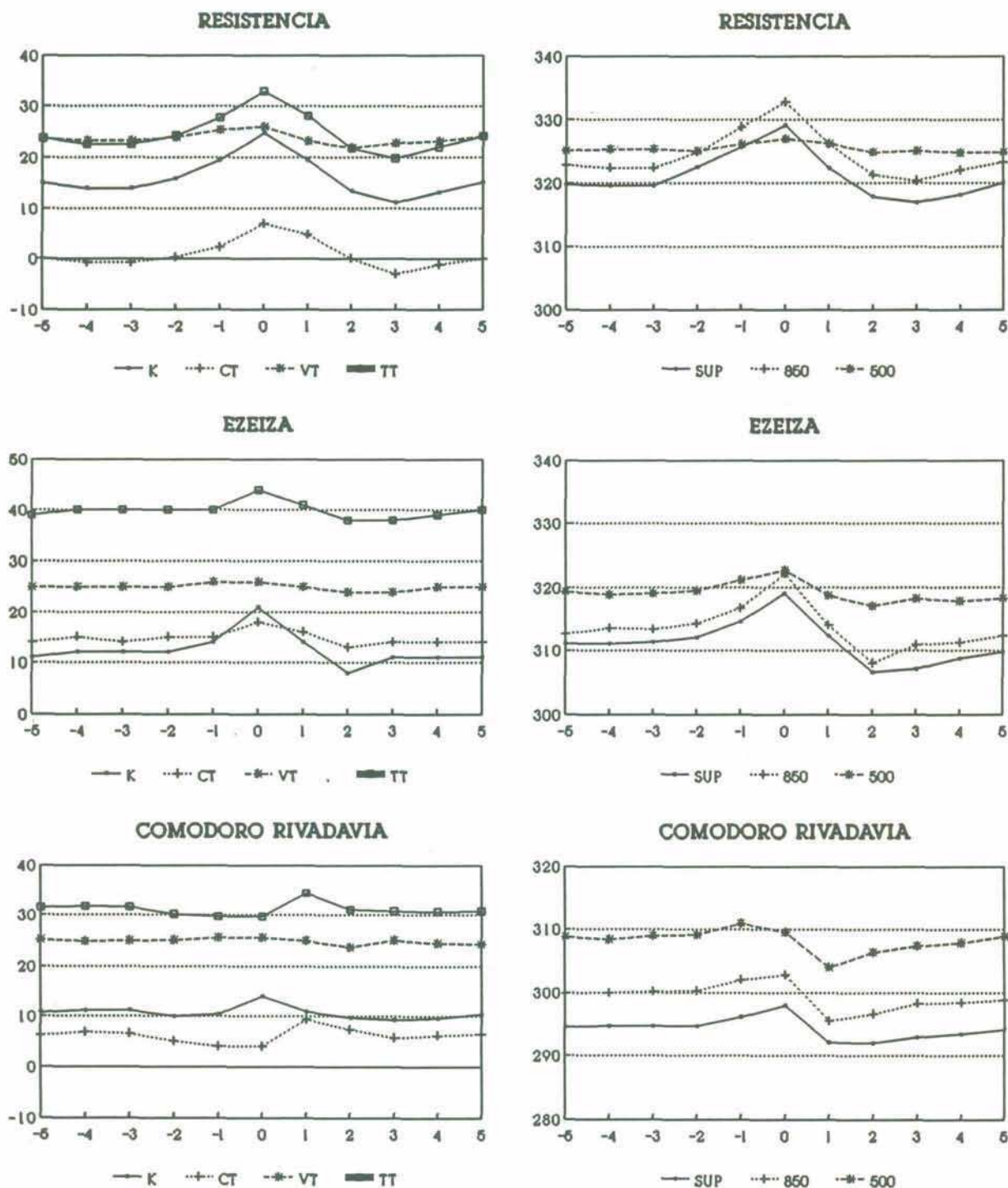


**Figura 2.19:** Cortes verticales-temporales medios de anomalías de altura geopotencial (mgp) (izquierda) y temperatura (en décimos de grado) (derecha), para los mínimos de presión. Las abscisas negativas corresponden a los días previos al pasaje de los sistemas y las positivas a los días posteriores. Las ordenadas representan niveles fijos de presión ( $\times 10^2$  hPa). Las isotermas están trazadas cada 1°C y las isohípsas cada 20 mgp. Las líneas rayadas representan valores negativos y las continuas valores positivos.

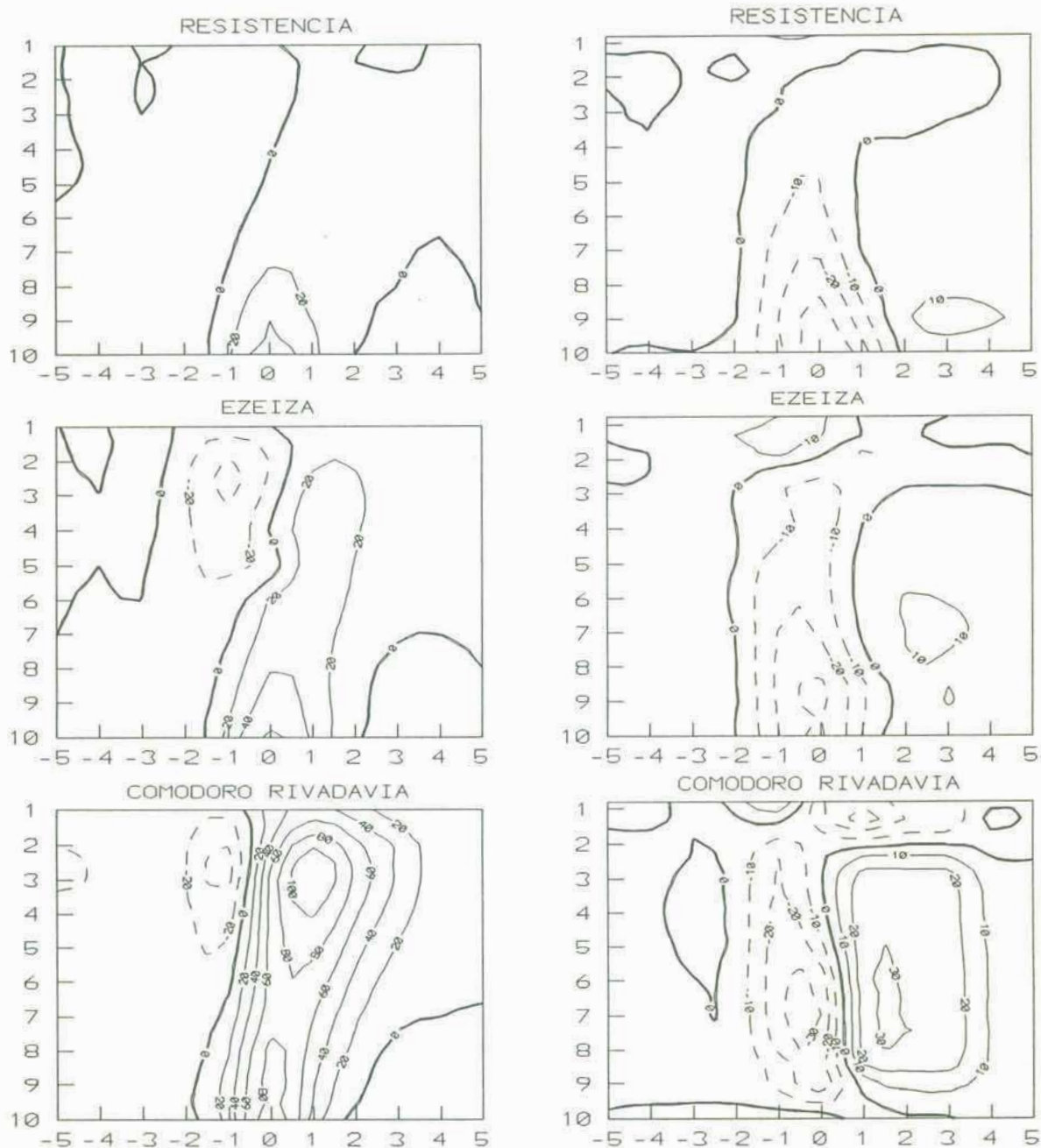




**Figura 2.20:** Marcha de anomalías de humedad relativa (izquierda) (%) en los niveles de 850, 500 y 300 hPa y de humedad específica (derecha) (g/Kg) en los niveles de superficie, 850 y 500 hPa para los mínimos de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

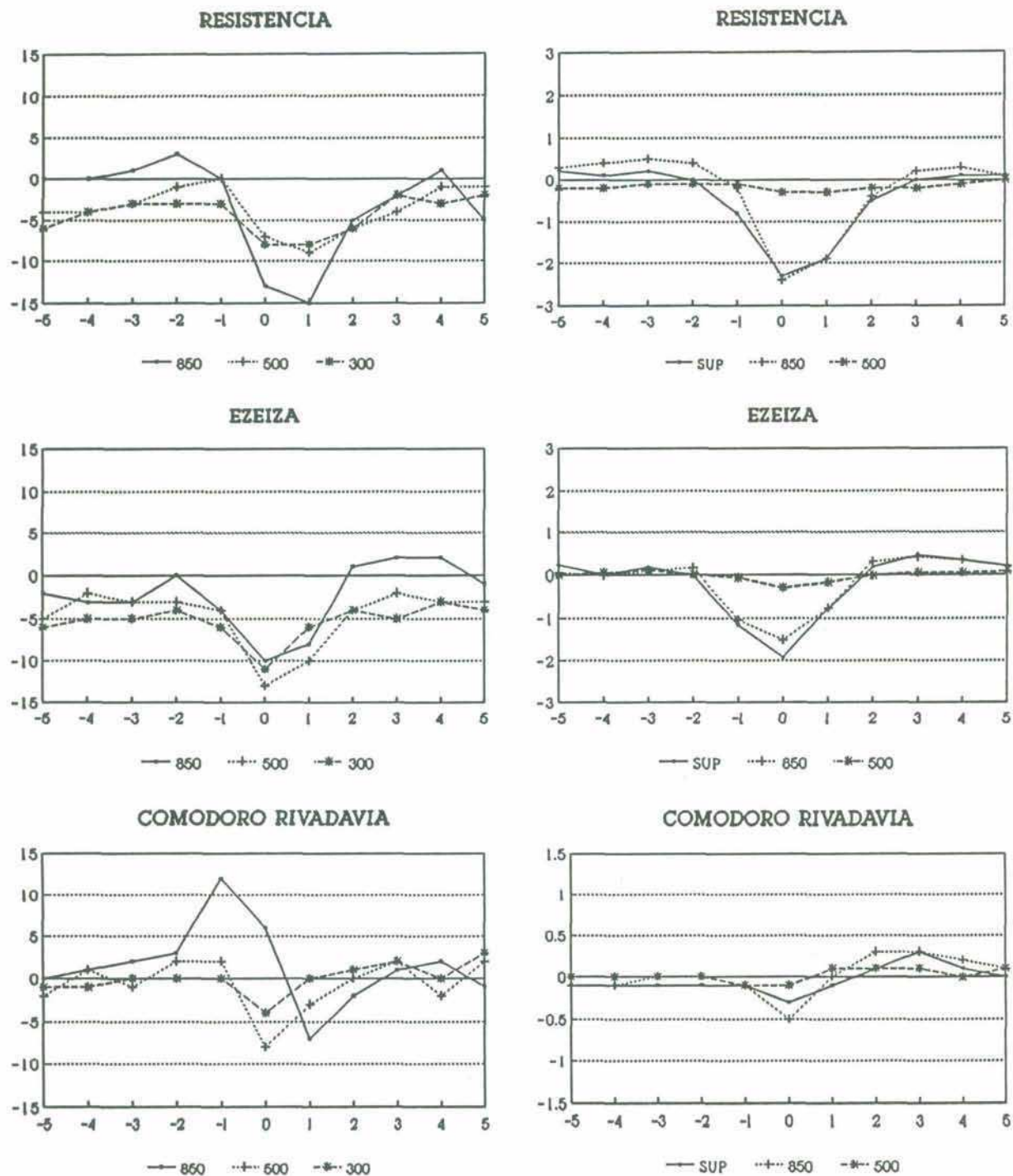


**Figura 2.21:** Marcha de índices de inestabilidad ( $^{\circ}\text{C}$ ) (izquierda): K de Whiting (K), Cross Total (CT), Vertical Total (VT) y Total Total (TT) y de temperatura adiabática equivalente ( $^{\circ}\text{C}$ ) (derecha) en los niveles de superficie, 850 y 500 hPa, para los mínimos de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

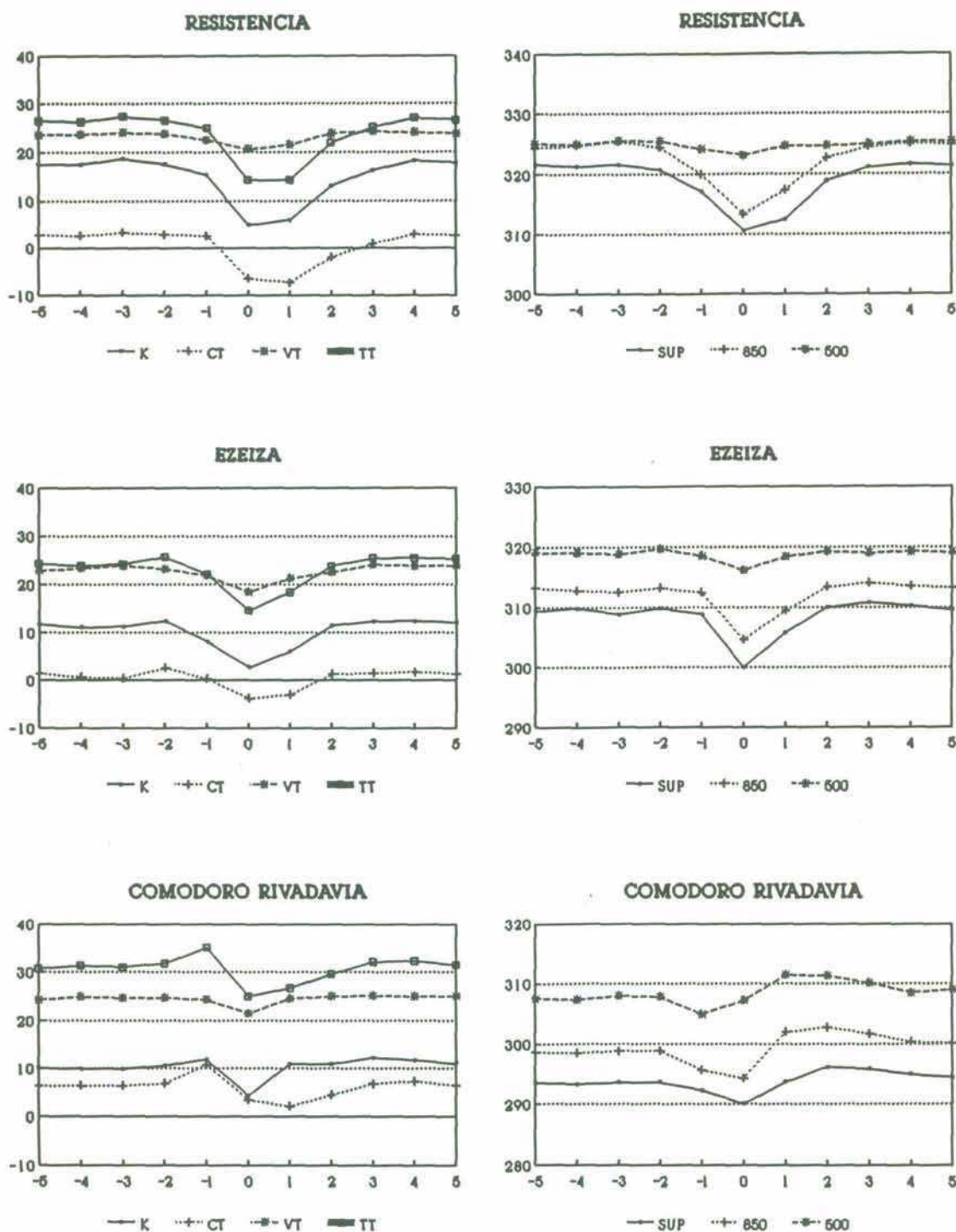


**Figura 2.22:** Cortes verticales-temporales medios de anomalías de altura geopotencial (izquierda) (m<sub>gp</sub>) y temperatura (derecha) (en décimos de grado) (derecha), para los máximos de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

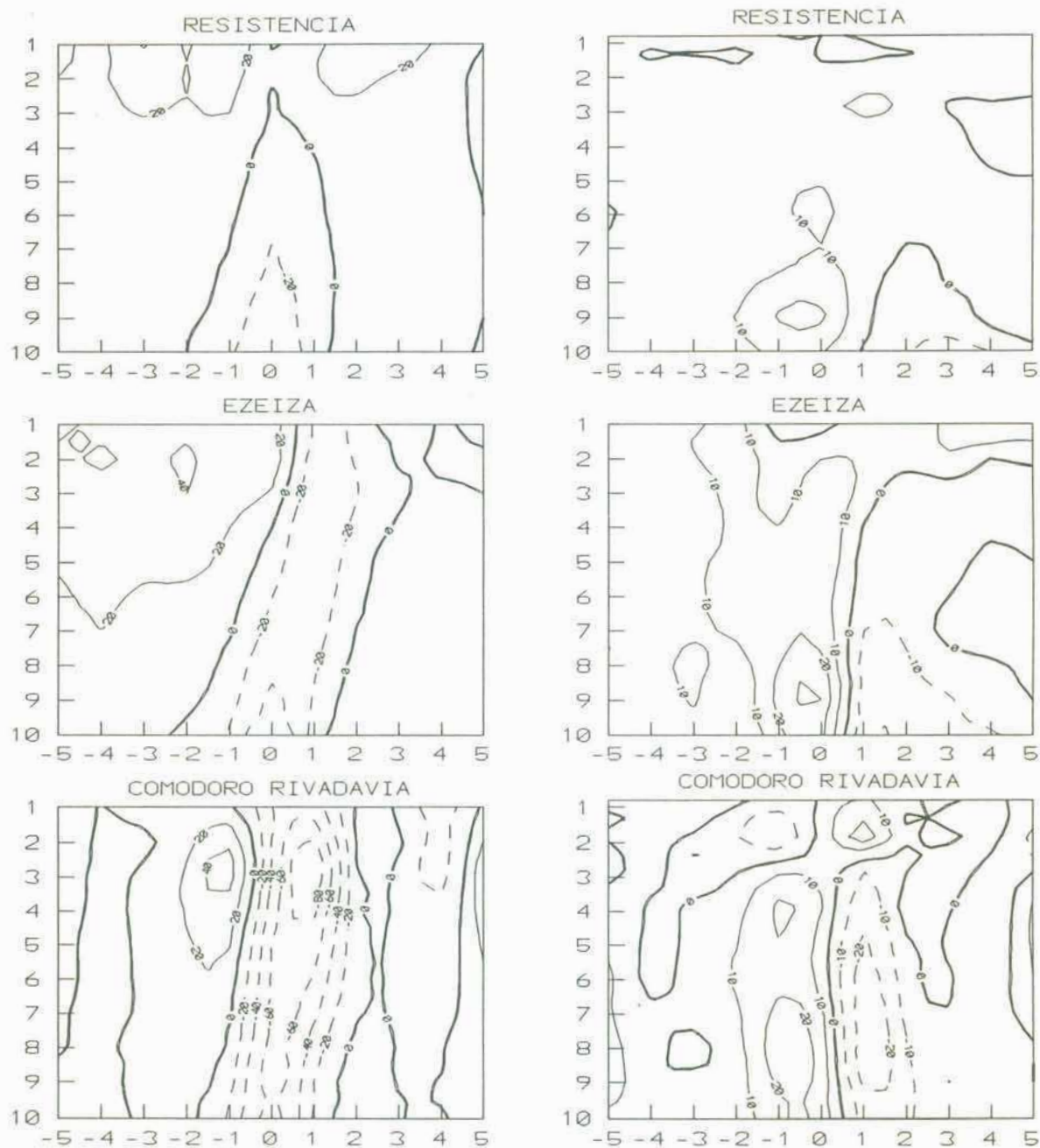




**Figura 2.23:** Marcha de anomalías de humedad relativa (izquierda) (%) en los niveles de 850, 500 y 300 hPa y de humedad específica (derecha) (g/Kg) en los niveles de superficie, 850 y 500 hPa para los máximos de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

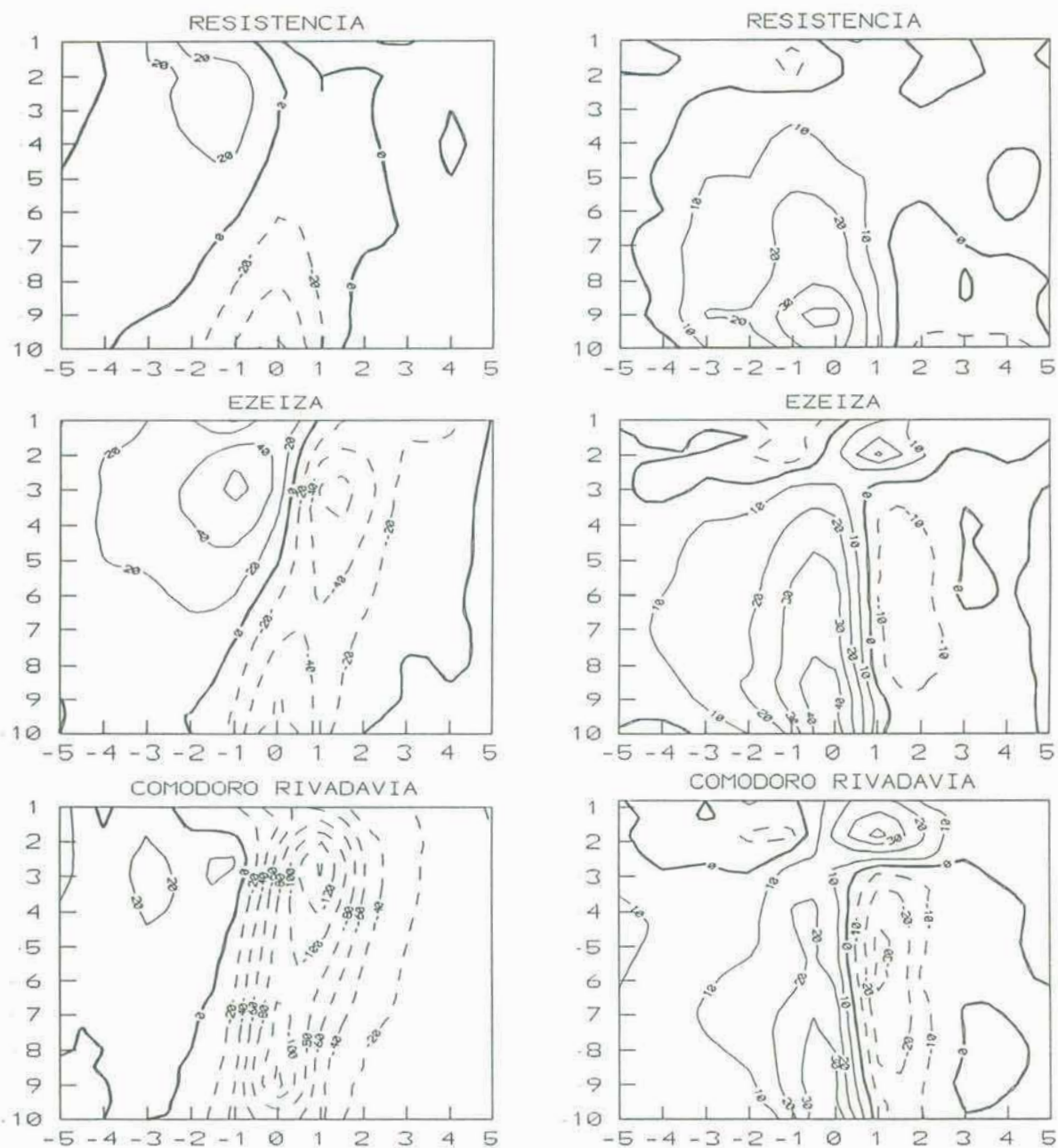


**Figura 2.24:** Marcha de índices de inestabilidad ( $^{\circ}\text{C}$ ) (izquierda): K de Whiting (K), Cross Total (CT), Vertical Total (VT) y Total Total (TT) y de temperatura adiabática equivalente ( $^{\circ}\text{C}$ ) (derecha) en los niveles de superficie, 850 y 500 hPa, para los máximos de presión en Resistencia, Ezeiza y Comodoro Rivadavia.

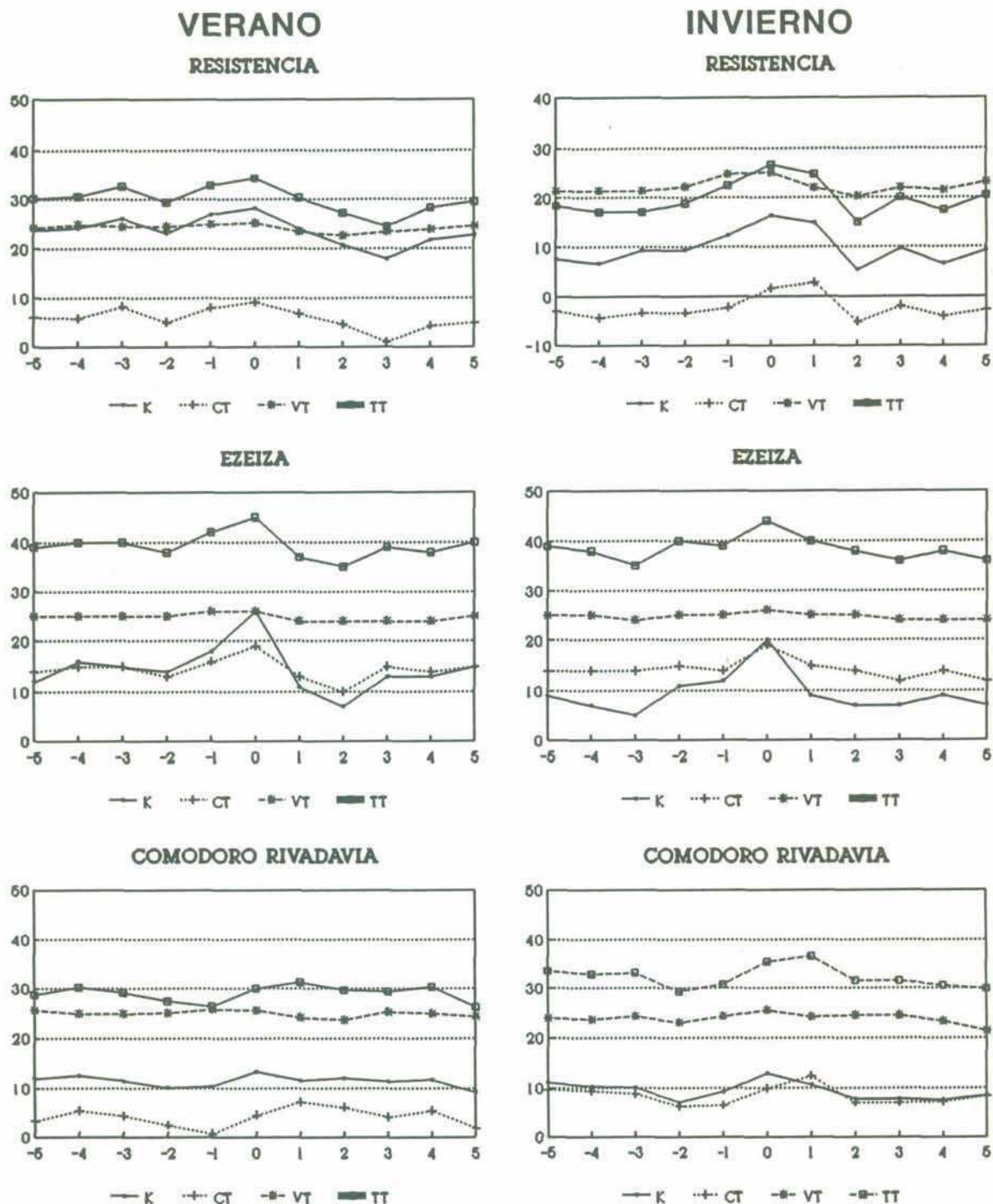


**Figura 2.25:** Cortes verticales-temporales medios de anomalías de altura geopotencial (izquierda) (mgs) y temperatura (derecha) (en décimos de grado), para los mínimos de presión en verano.

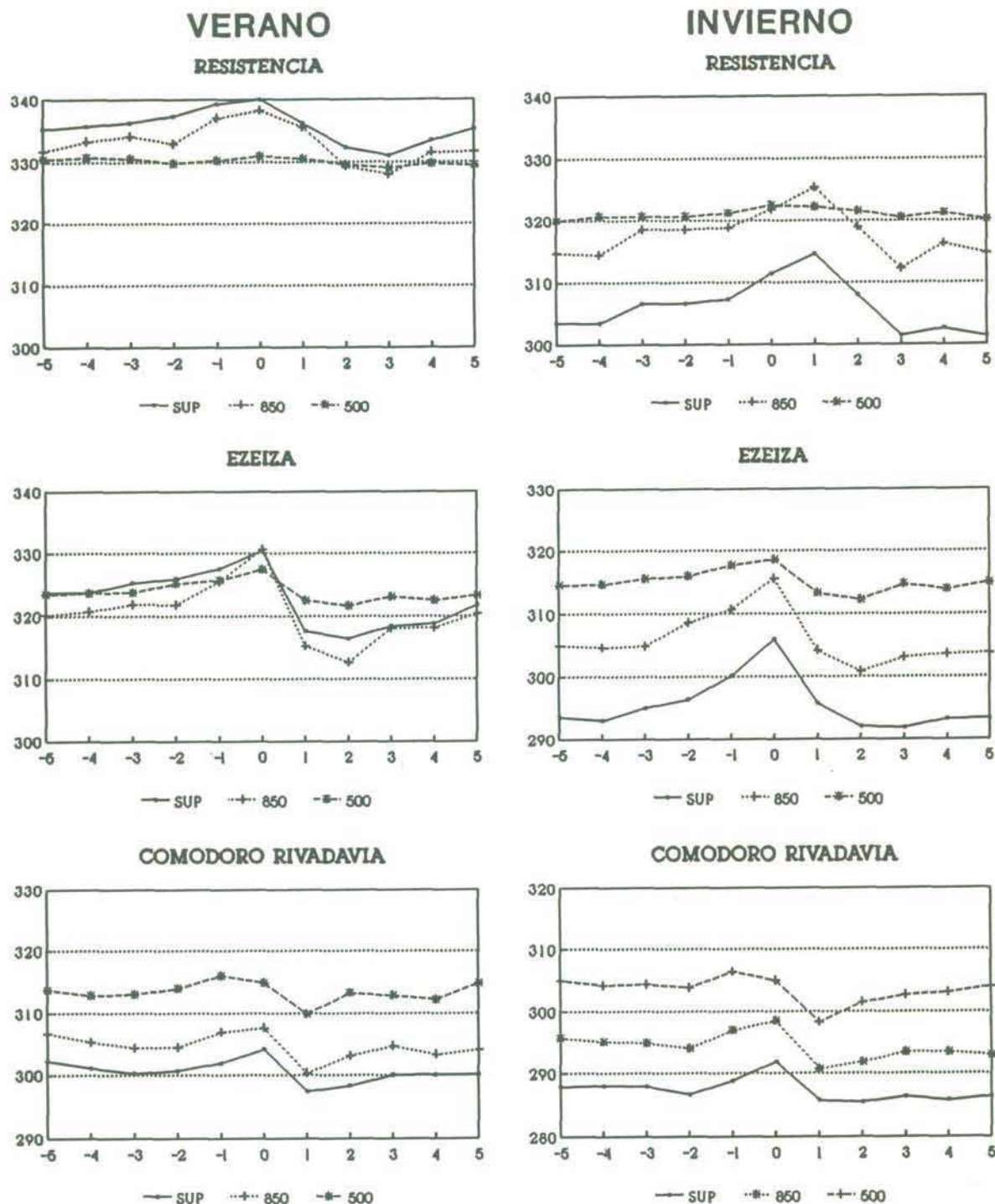




**Figura 2.26:** Idem figura 2.25 para los mínimos de presión en invierno.

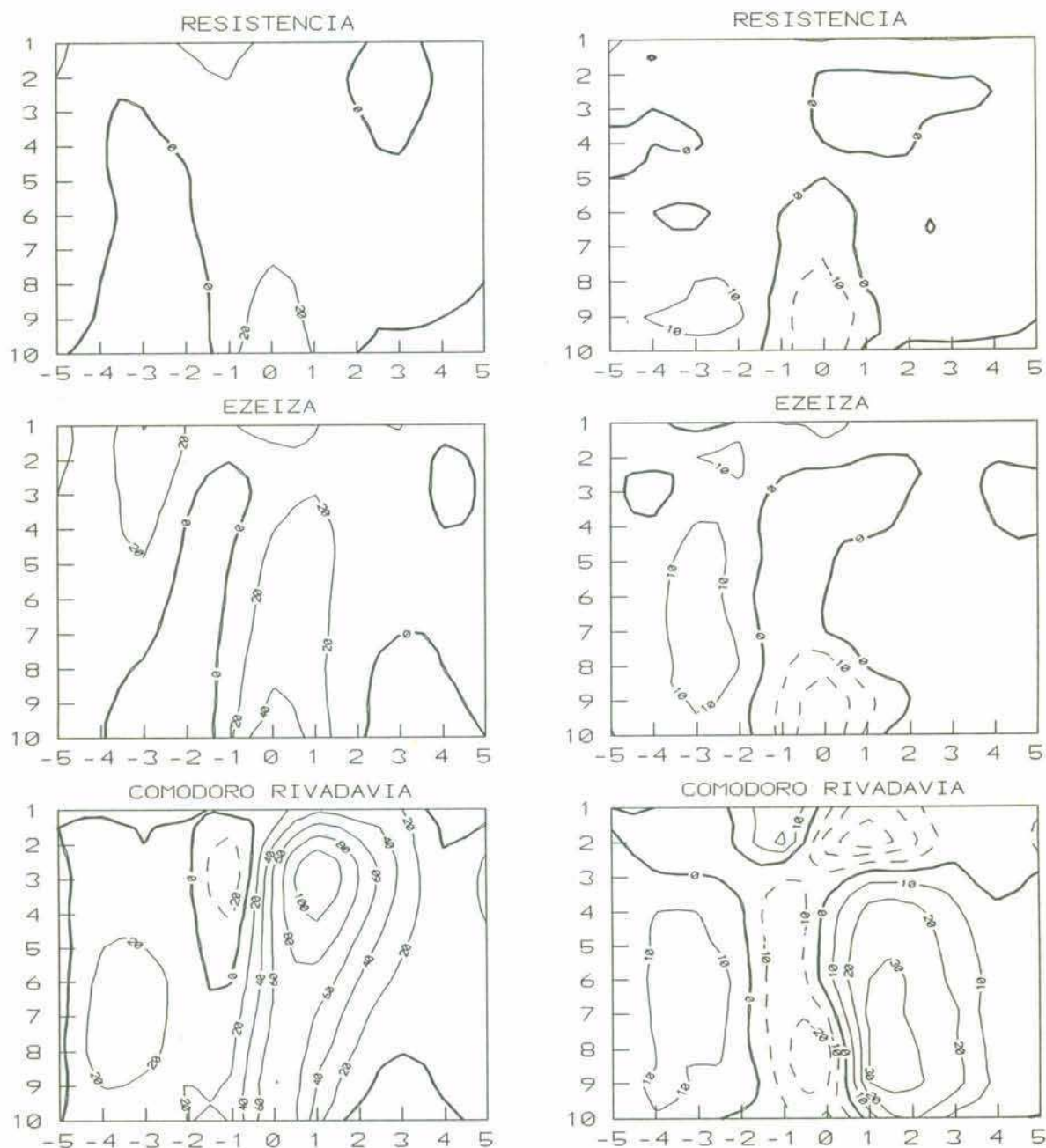


**Figura 2.27:** Marcha de índices de inestabilidad para los mínimos de presión en verano (izquierda) e invierno (derecha).

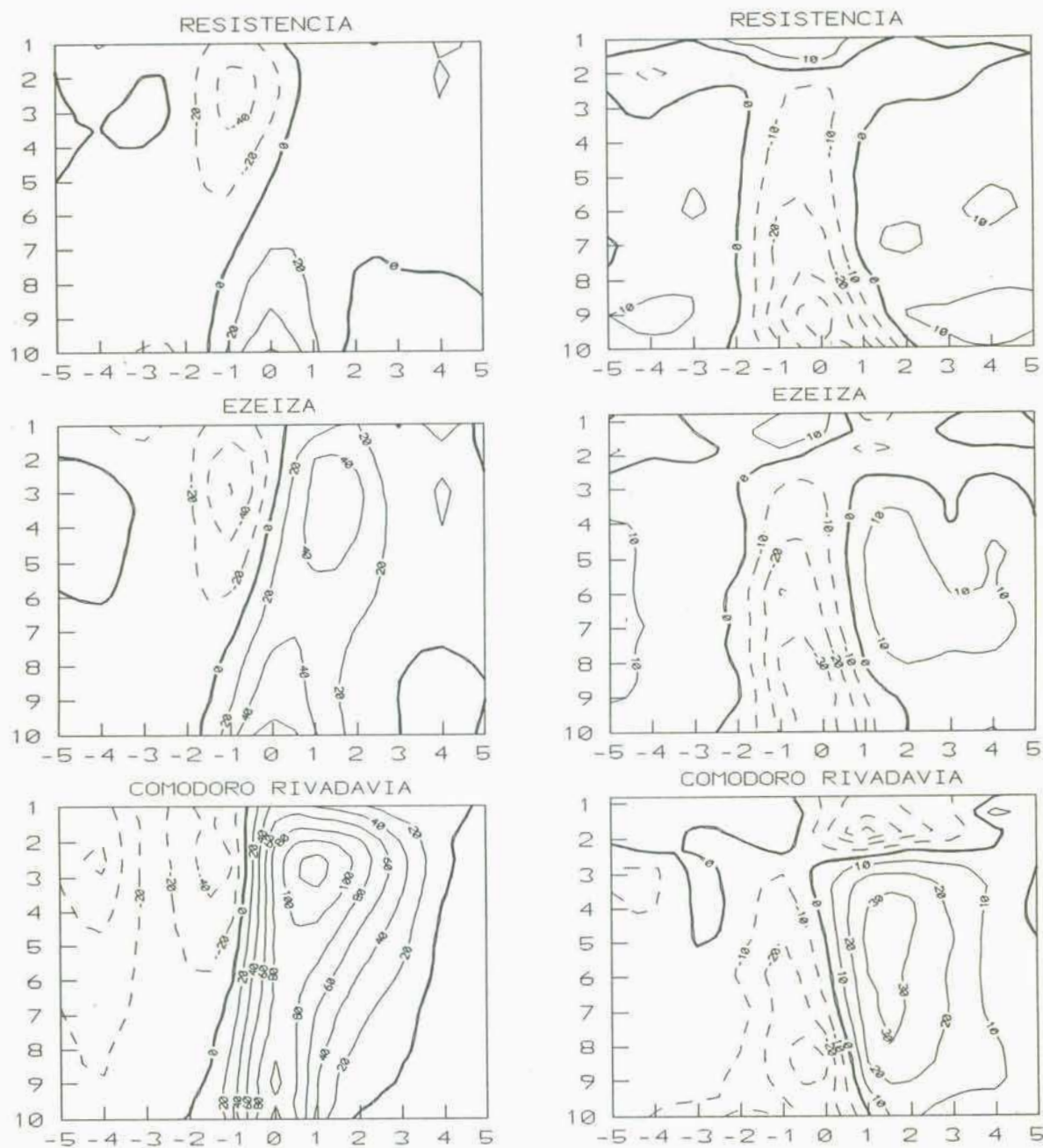


**Figura 2.28:** Marcha de temperatura adiabática equivalente para los mínimos de presión en verano (izquierda) e invierno (derecha).

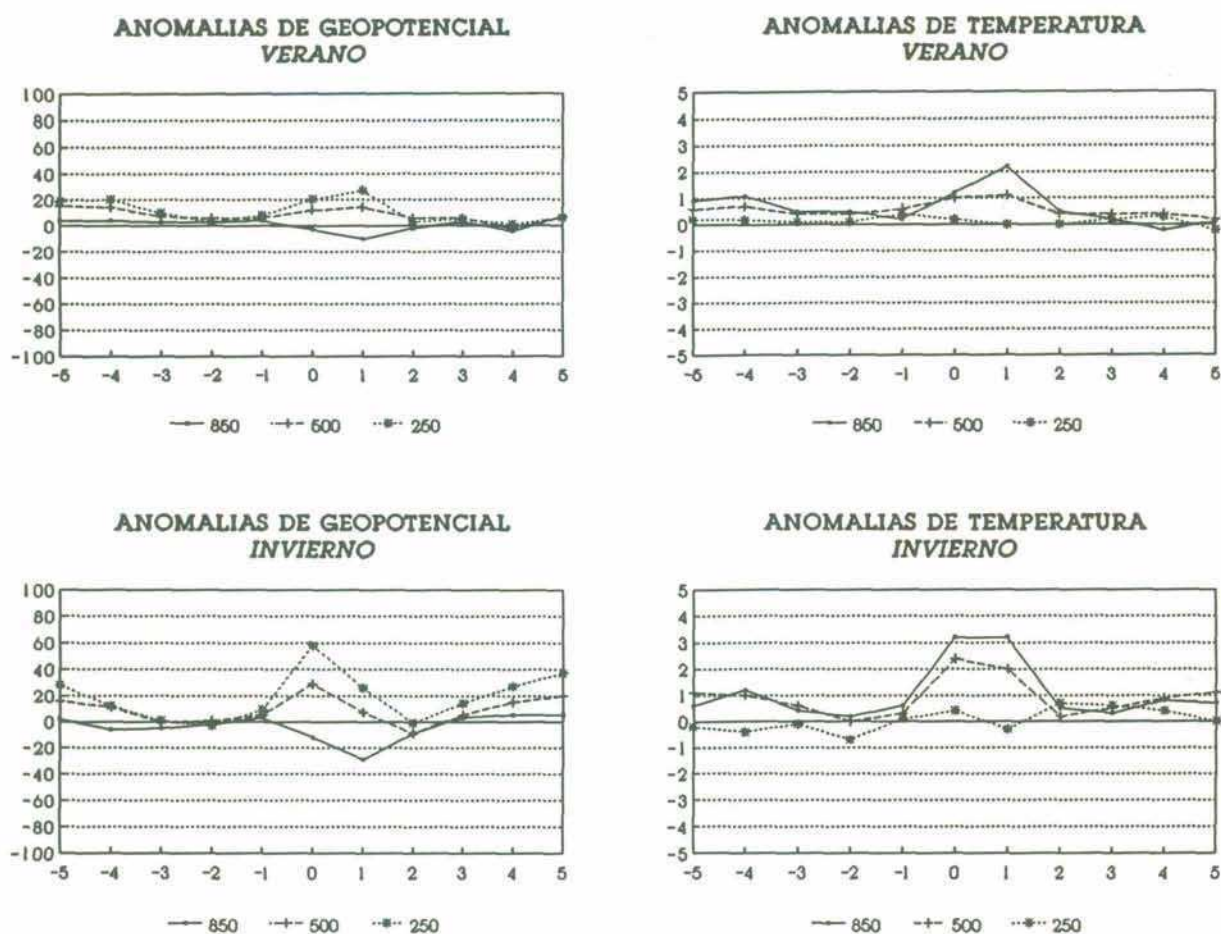




**Figura 2.29:** Cortes verticales-temporales medios de anomalías de altura geopotencial (izquierda) (mgp) y temperatura (derecha) (en décimos de grado), para los máximos de presión en verano.

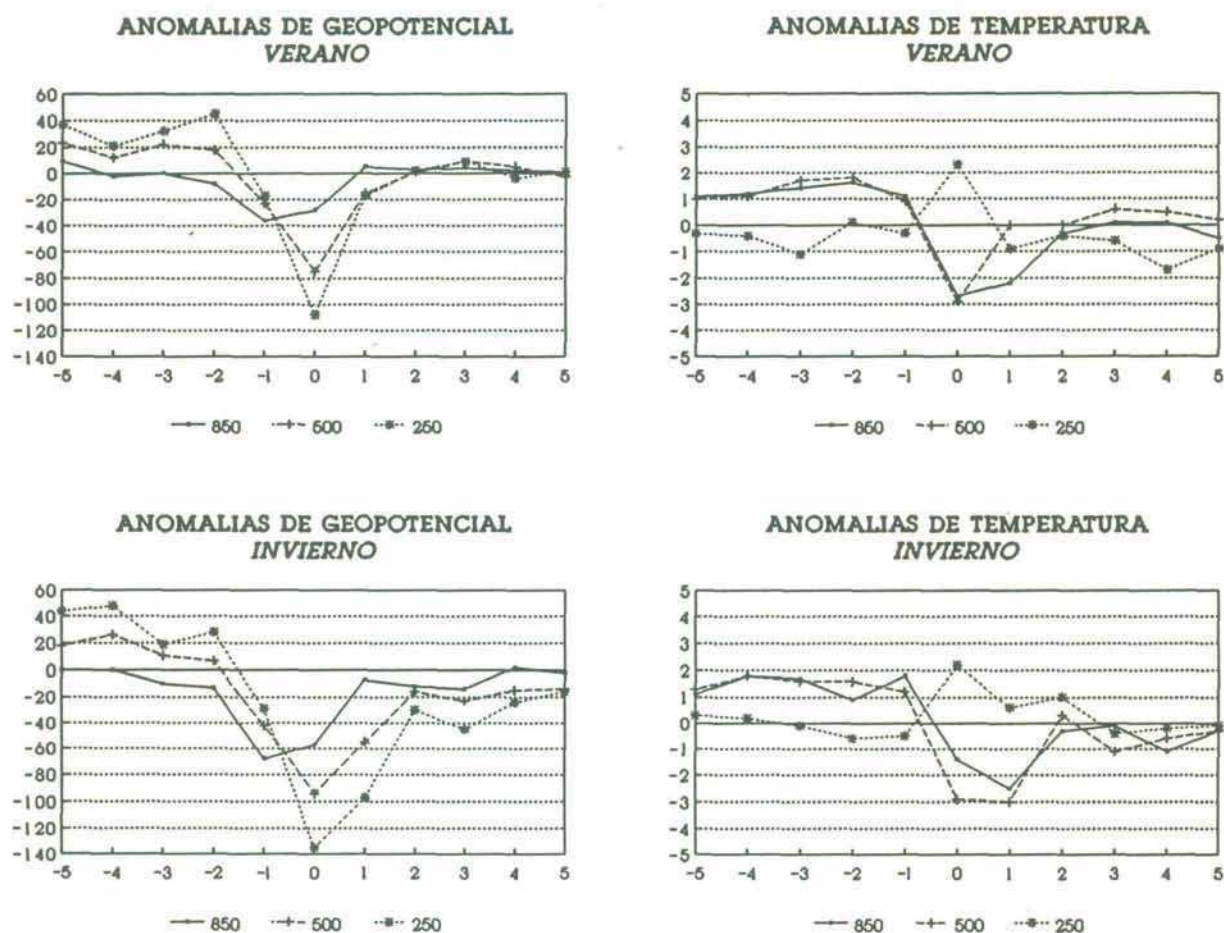


**Figura 2.30:** Idem figura 2.29 para los máximos de presión en invierno.

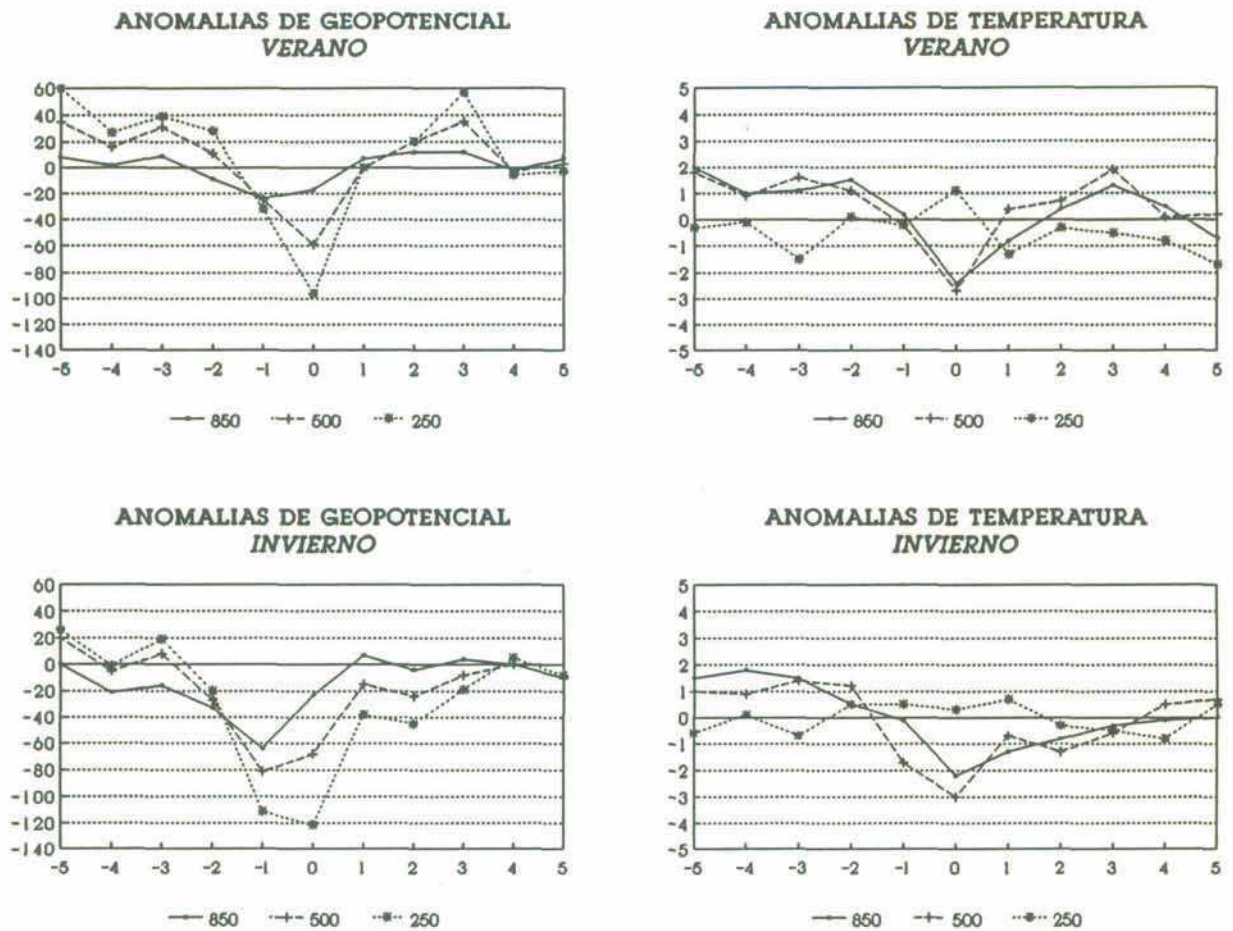


**Figura 2.31:** Marcha de anomalías de altura geopotencial (izquierda) y temperatura (derecha) en verano (arriba) e invierno (abajo), para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en Ezeiza, cuando tiene lugar un mínimo de presión sobre Comodoro Rivadavia.

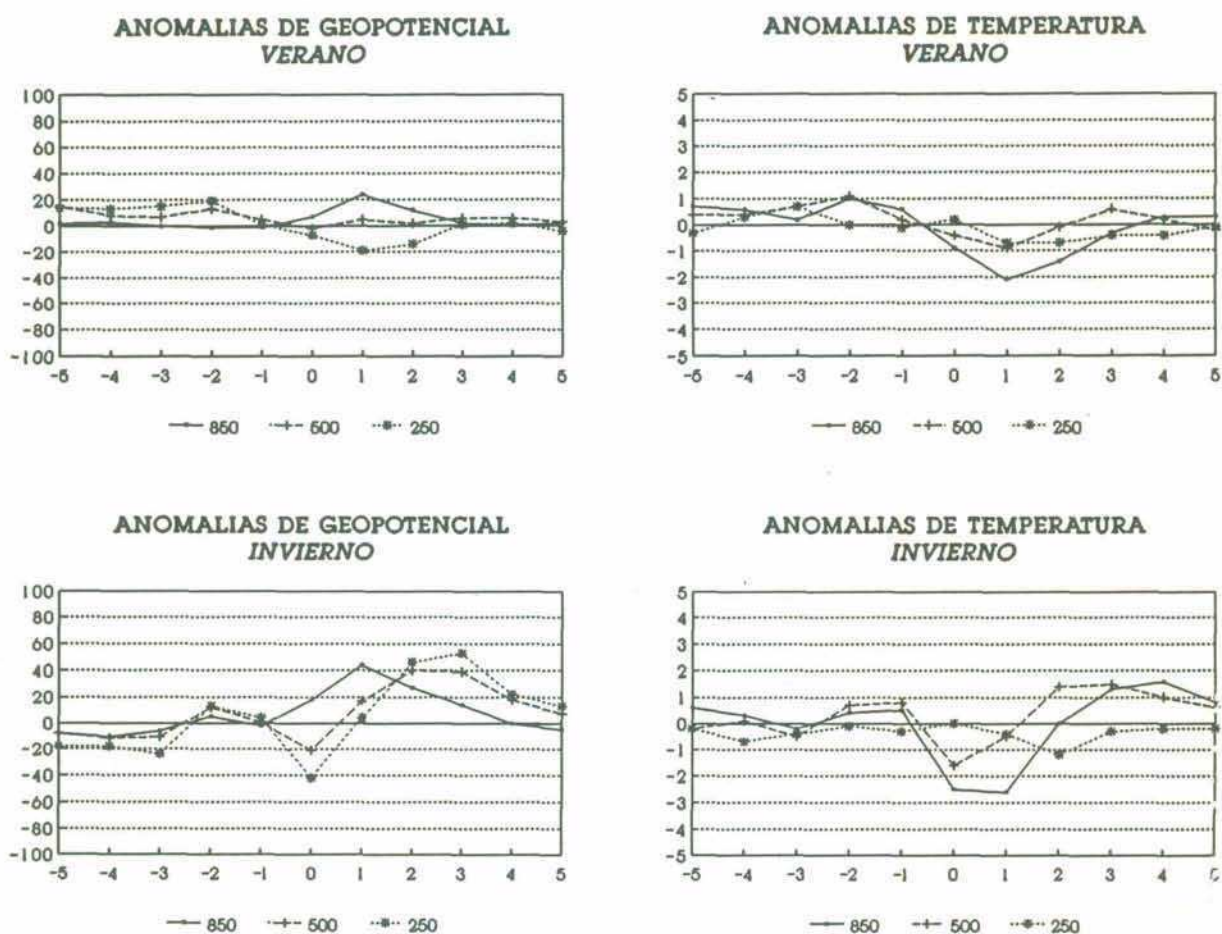




**Figura 2.32:** Marcha de anomalías de altura geopotencial (izquierda) y temperatura (derecha) en verano (arriba) e invierno (abajo), para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en Comodoro Rivadavia, cuando tiene lugar un mínimo de presión sobre Ezeiza.

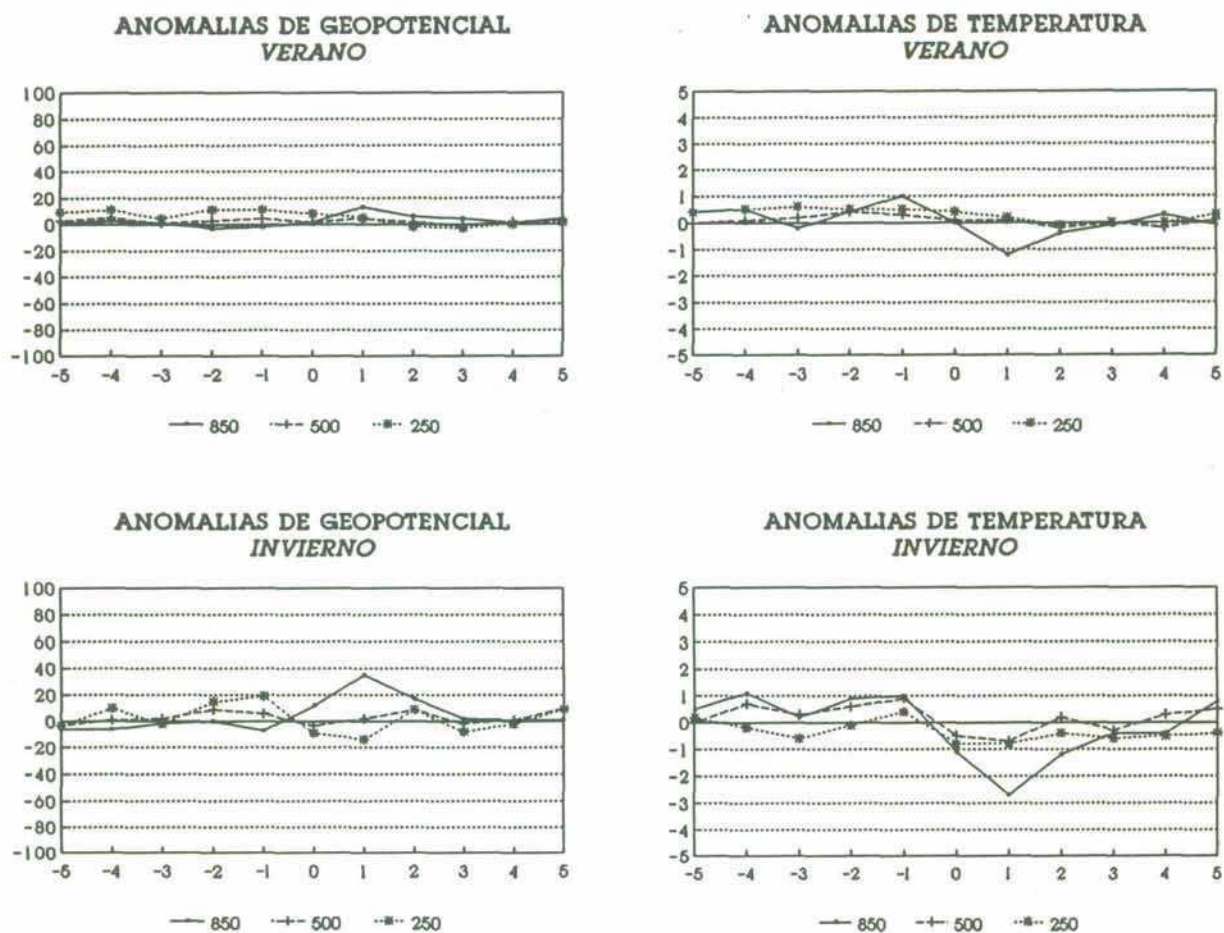


**Figura 2.33:** Marcha de anomalías de altura geopotencial (izquierda) y temperatura (derecha) en verano (arriba) e invierno (abajo), para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en Comodoro Rivadavia, cuando tiene lugar un mínimo de presión sobre Resistencia.

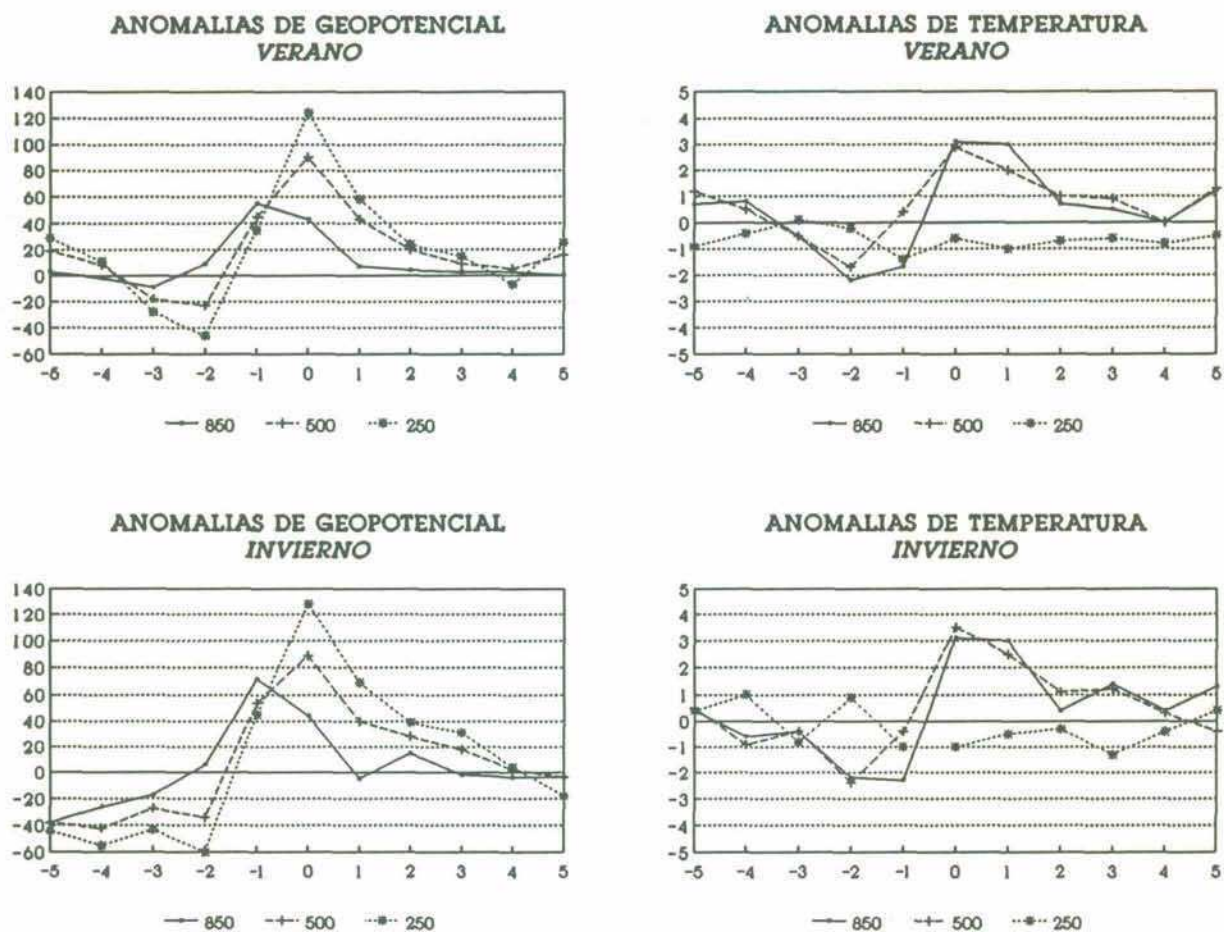


**Figura 2.34:** Marcha de anomalías de altura geopotencial (izquierda) y temperatura (derecha) en verano (arriba) e invierno (abajo), para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en Ezeiza, cuando tiene lugar un máximo de presión sobre Comodoro Rivadavia.

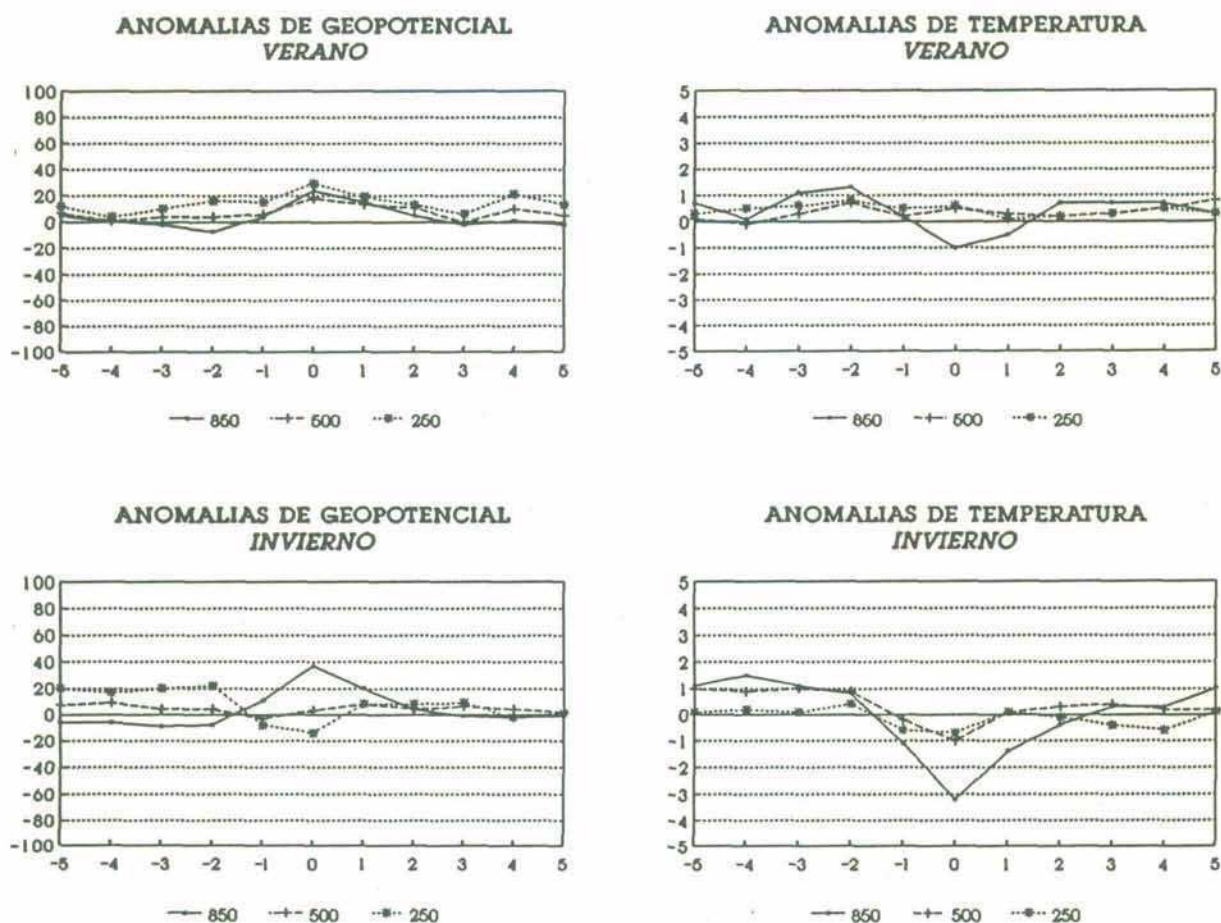




**Figura 2.35:** Marcha de anomalías de altura geopotencial (izquierda) y temperatura (derecha) en verano (arriba) e invierno (abajo), para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en Resistencia, cuando tiene lugar un máximo de presión sobre Comodoro Rivadavia.

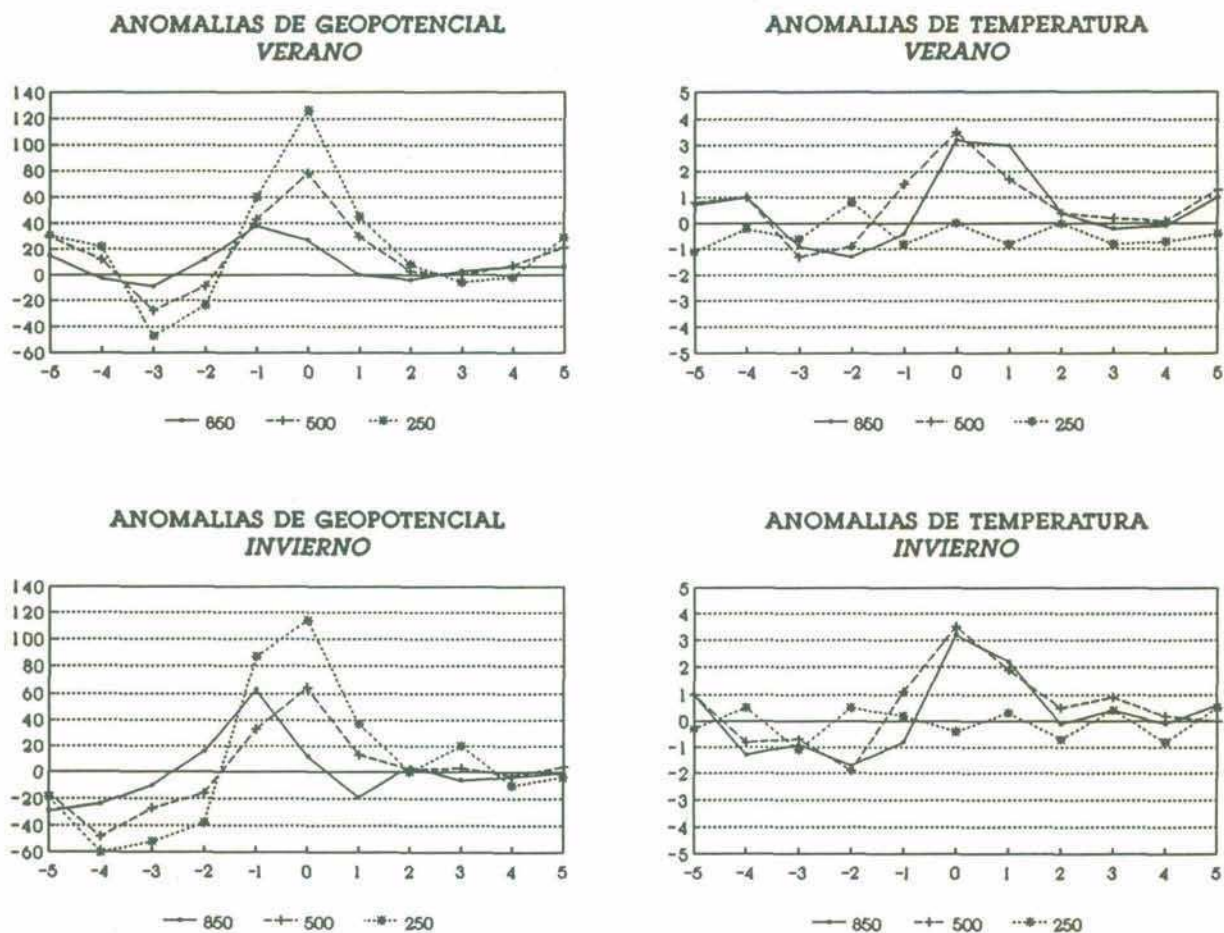


**Figura 2.36:** Marcha de anomalías de altura geopotencial (izquierda) y temperatura (derecha) en verano (arriba) e invierno (abajo), para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en Comodoro Rivadavia, cuando tiene lugar un máximo de presión sobre Ezeiza.

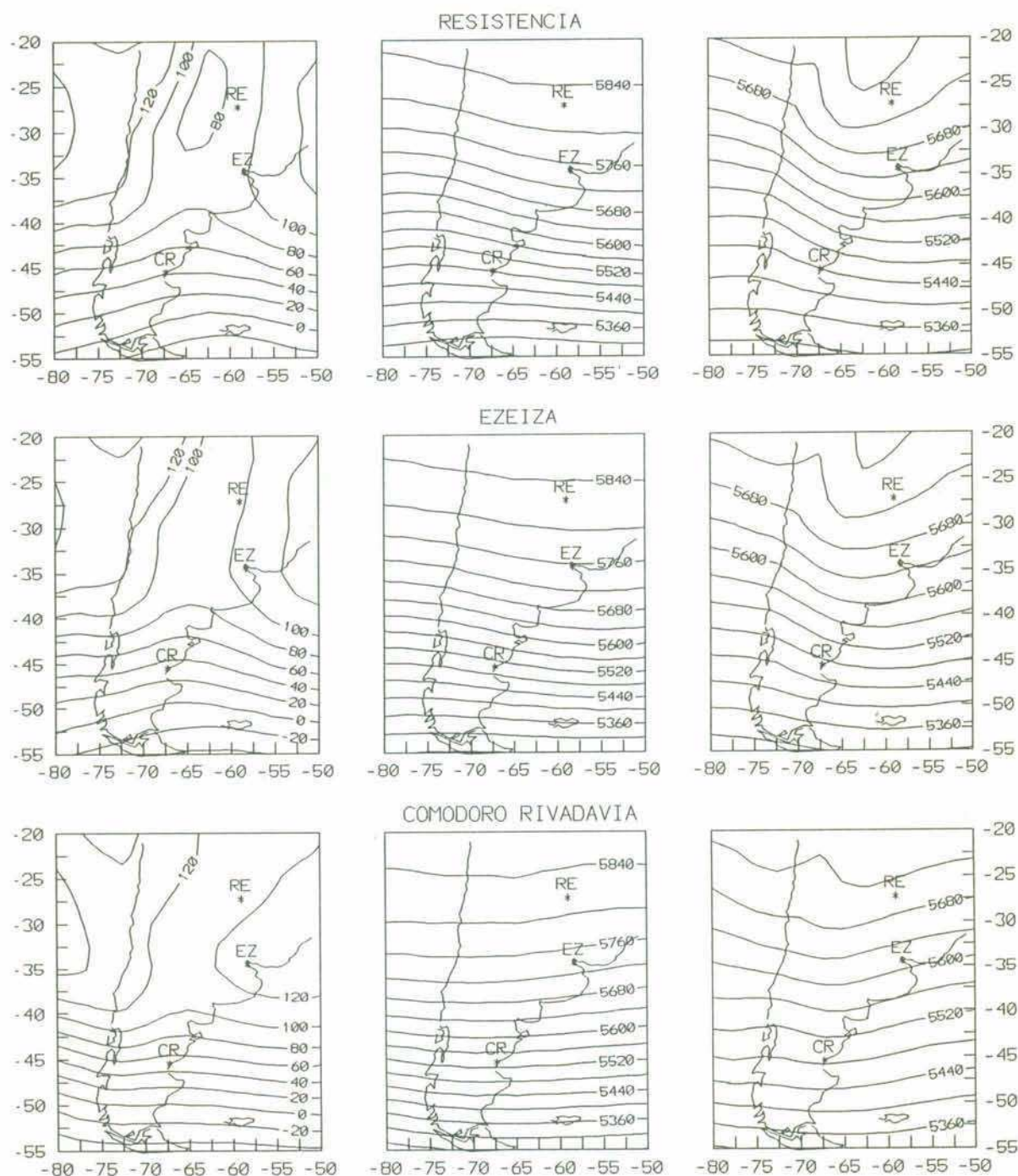


**Figura 2.37:** Marcha de anomalías de altura geopotencial (izquierda) y temperatura (derecha) en verano (arriba) e invierno (abajo), para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en Resistencia, cuando tiene lugar un máximo de presión sobre Ezeiza.



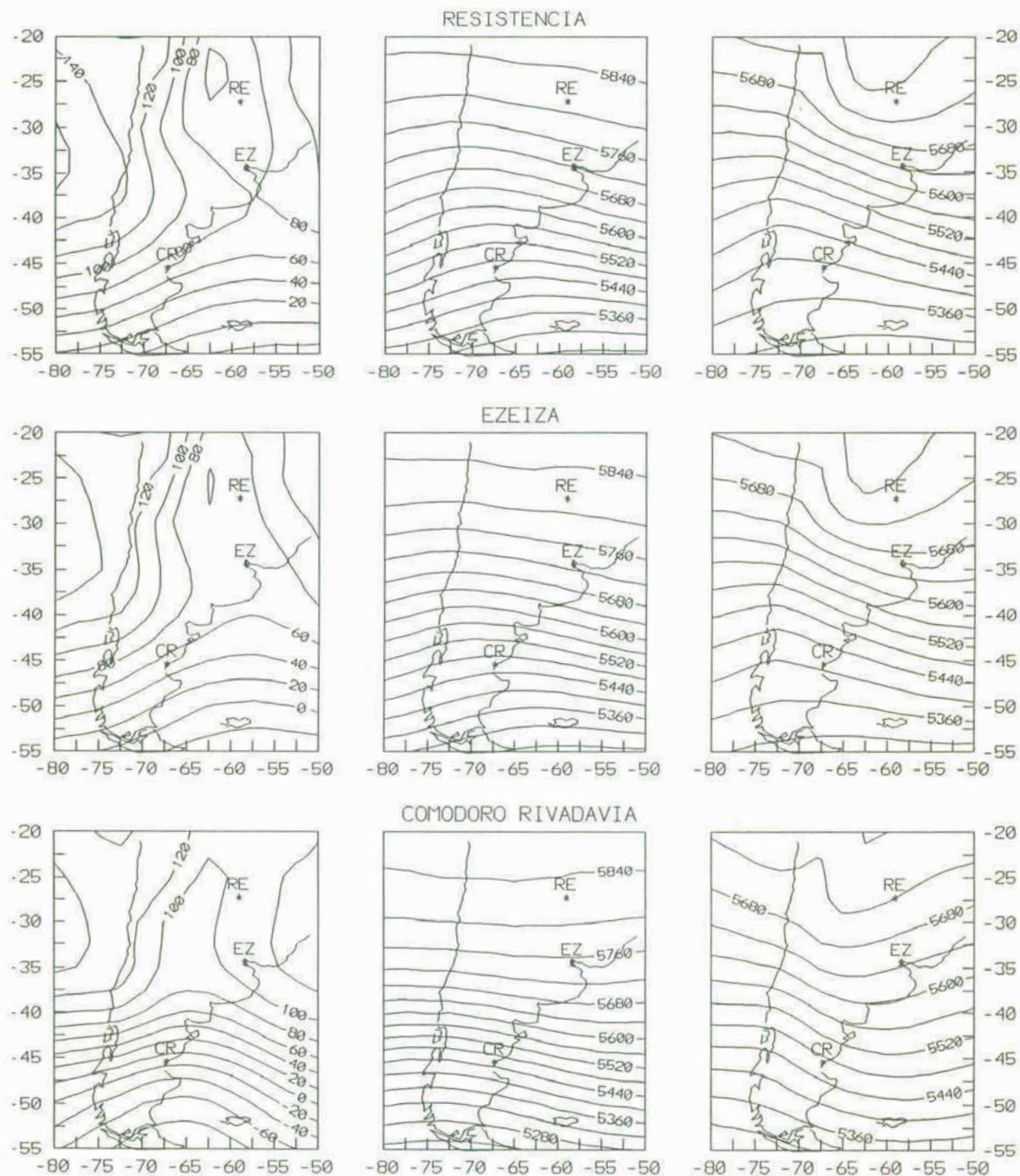


**Figura 2.38:** Marcha de anomalías de altura geopotencial (izquierda) y temperatura (derecha) en verano (arriba) e invierno (abajo), para los niveles de 850, 500 y 250 hPa en Comodoro Rivadavia, cuando tiene lugar un máximo de presión sobre Resistencia.



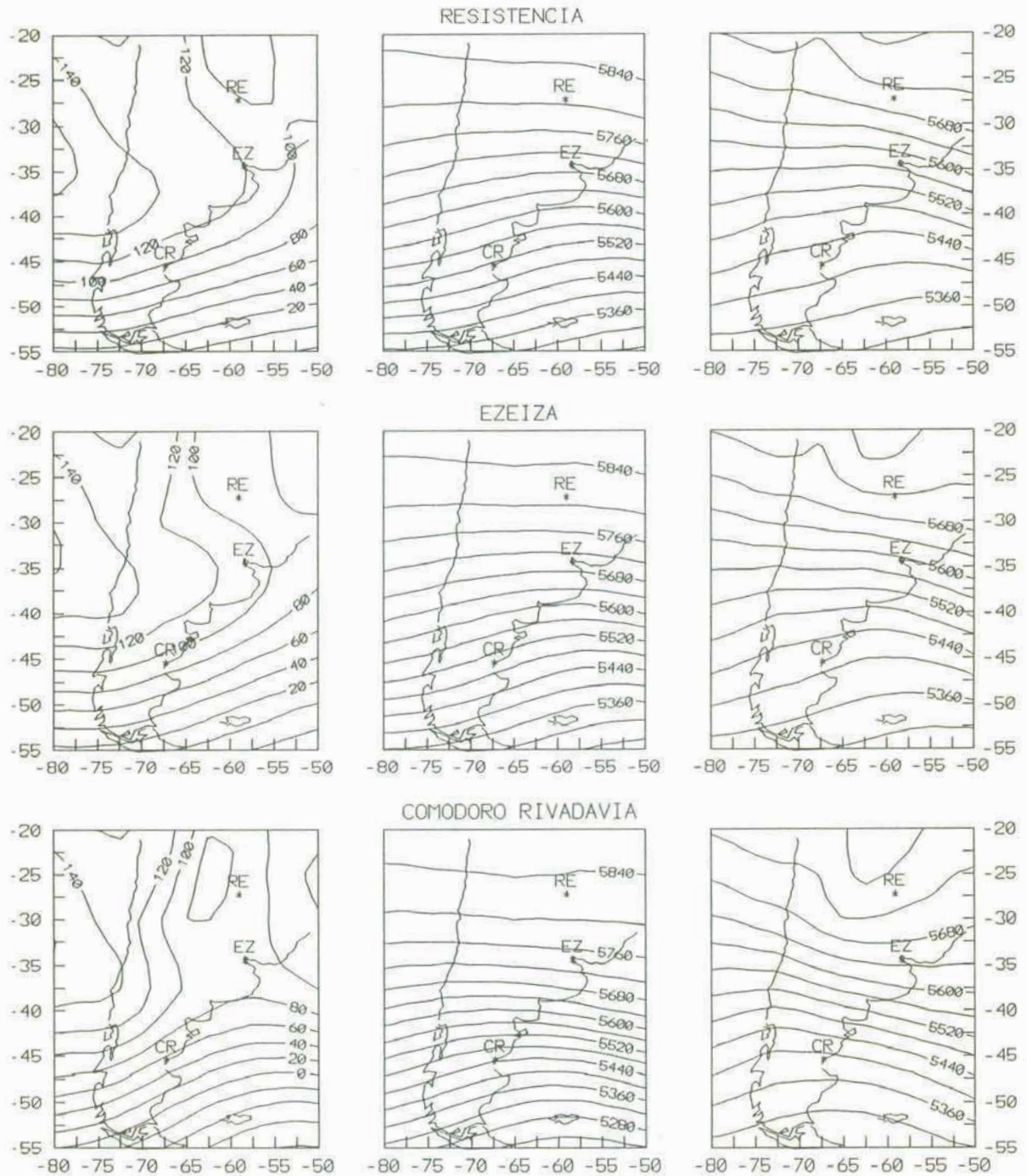
**Figura 3.2:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (derecha), correspondientes al día previo al pasaje de un mínimo de presión por Resistencia (arriba), Ezeiza (centro) y Comodoro Rivadavia (abajo). Los valores indicados están expresados en metros geopotenciales.



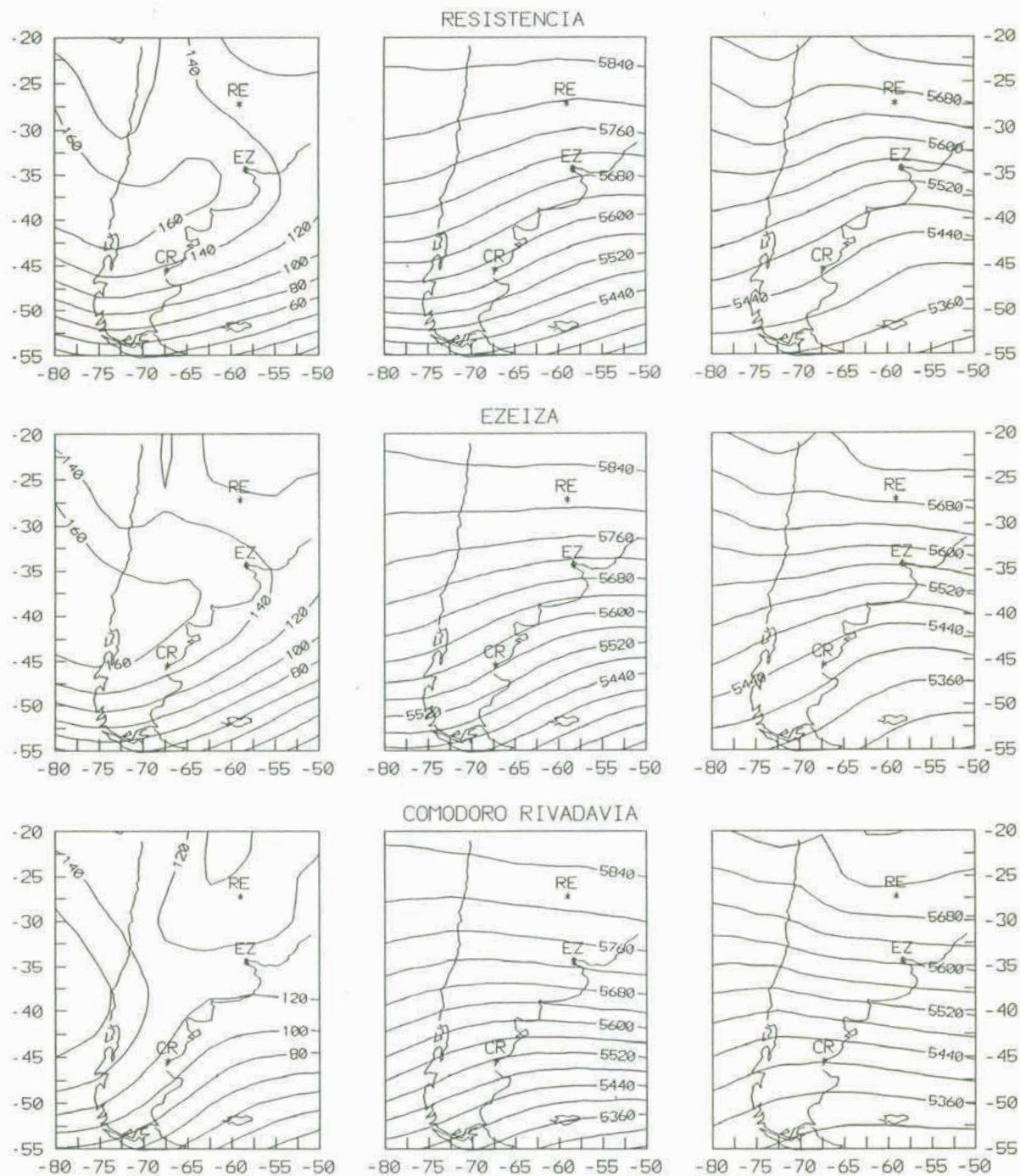


**Figura 3.3:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (derecha), correspondientes al día del pasaje de un mínimo de presión por Resistencia (arriba), Ezeiza (centro) y Comodoro Rivadavia (abajo).



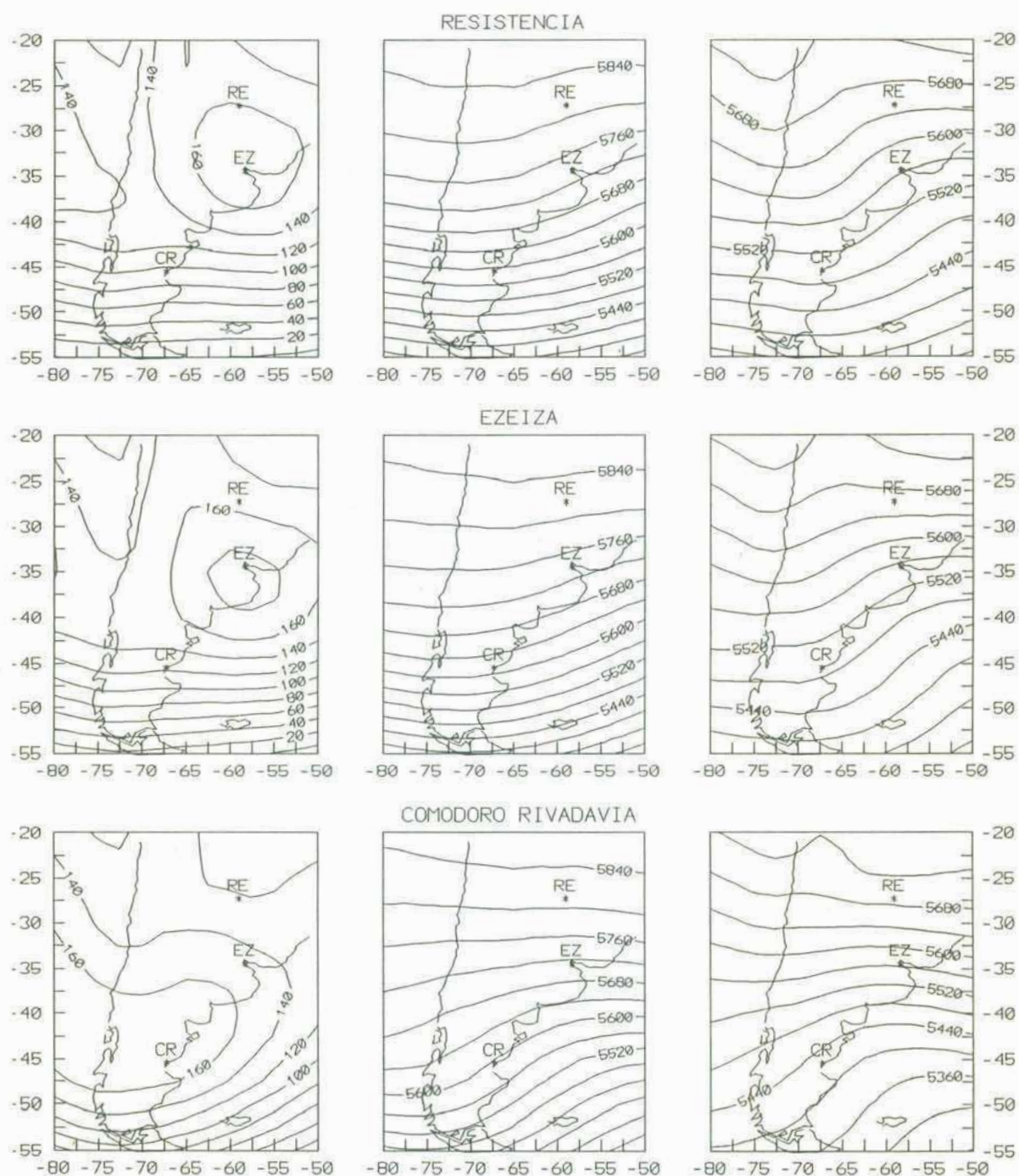


**Figura 3.4:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (derecha), correspondientes al día posterior al pasaje de un mínimo de presión por Resistencia (arriba), Ezeiza (centro) y Comodoro Rivadavia (abajo).



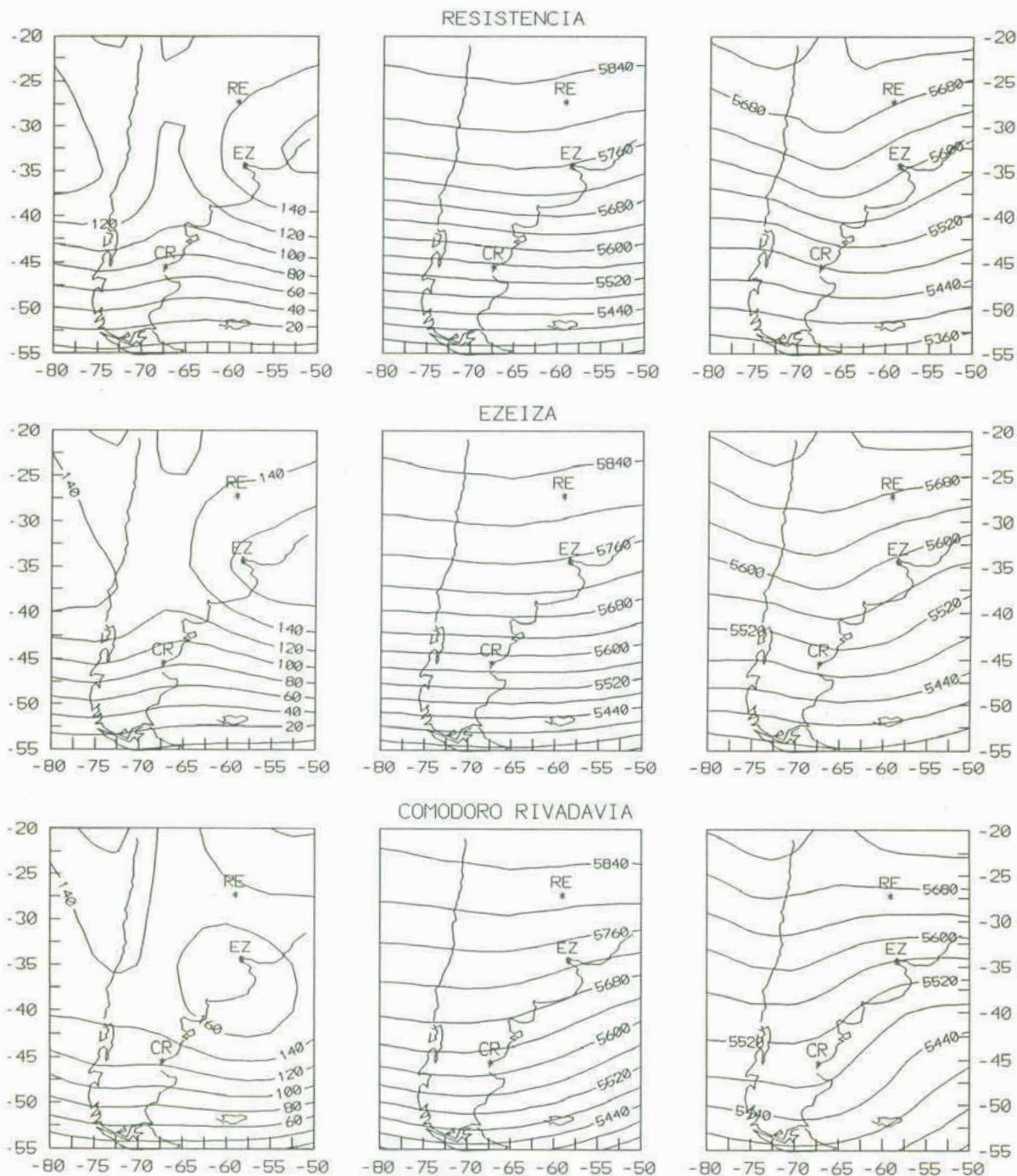
**Figura 3.5:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (derecha), correspondientes al día previo al pasaje de un máximo de presión por Resistencia (arriba), Ezeiza (centro) y Comodoro Rivadavia (abajo).



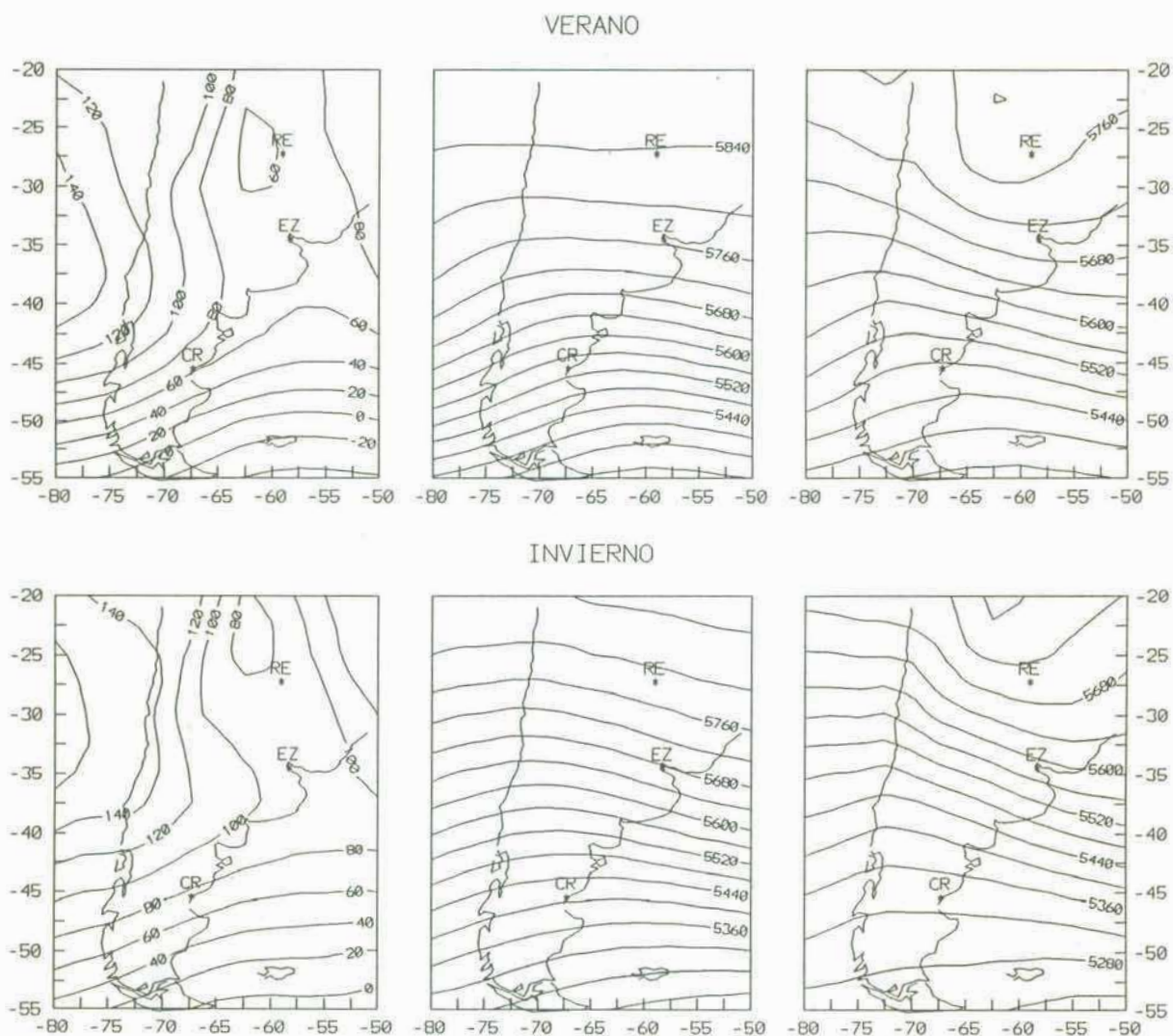


**Figura 3.6:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (derecha), correspondientes al día del pasaje de un máximo de presión por Resistencia (arriba), Ezeiza (centro) y Comodoro Rivadavia (abajo).





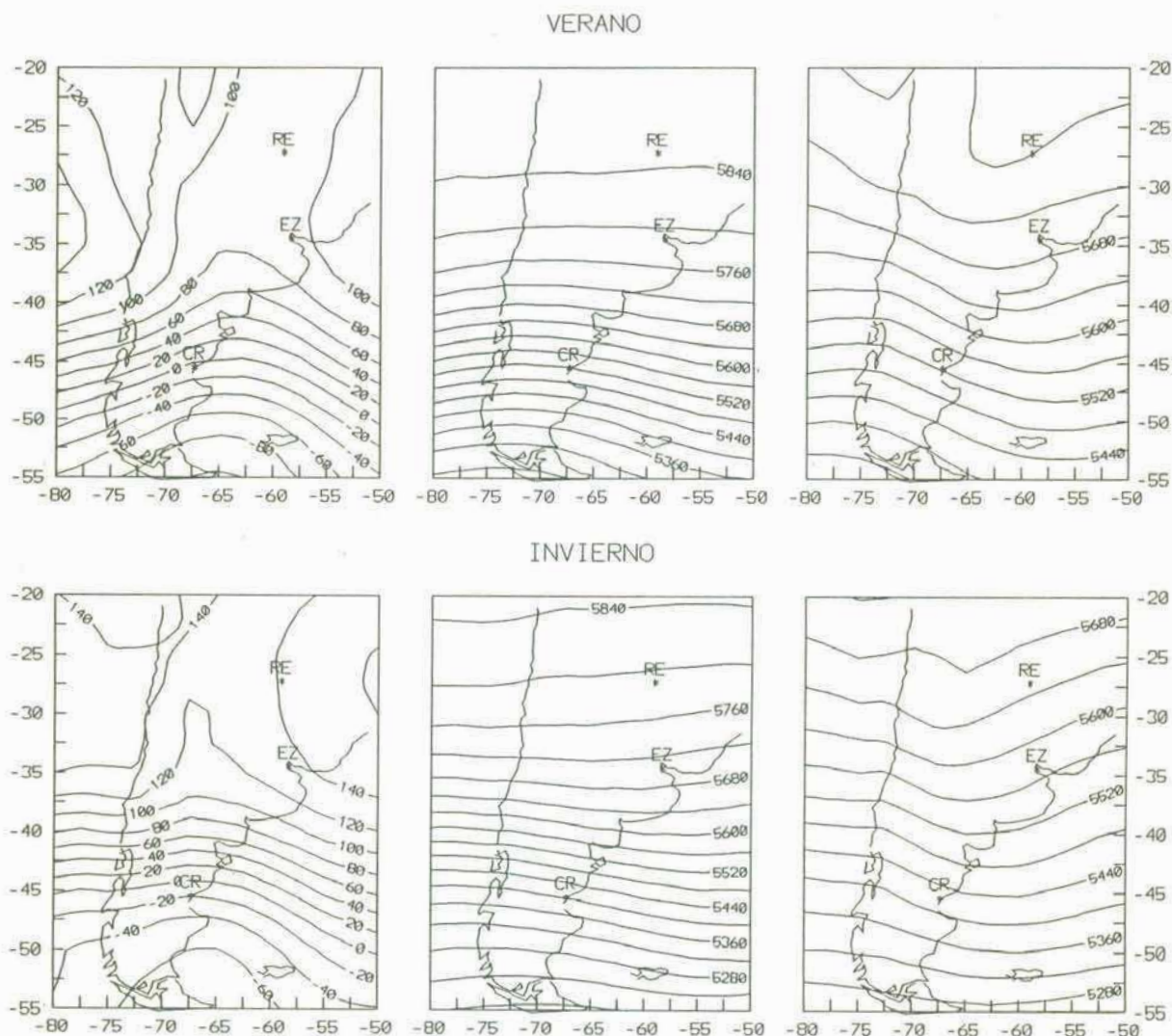
**Figura 3.7:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (derecha), correspondientes al día posterior al pasaje de un máximo de presión por Resistencia (arriba), Ezeiza (centro) y Comodoro Rivadavia (abajo).



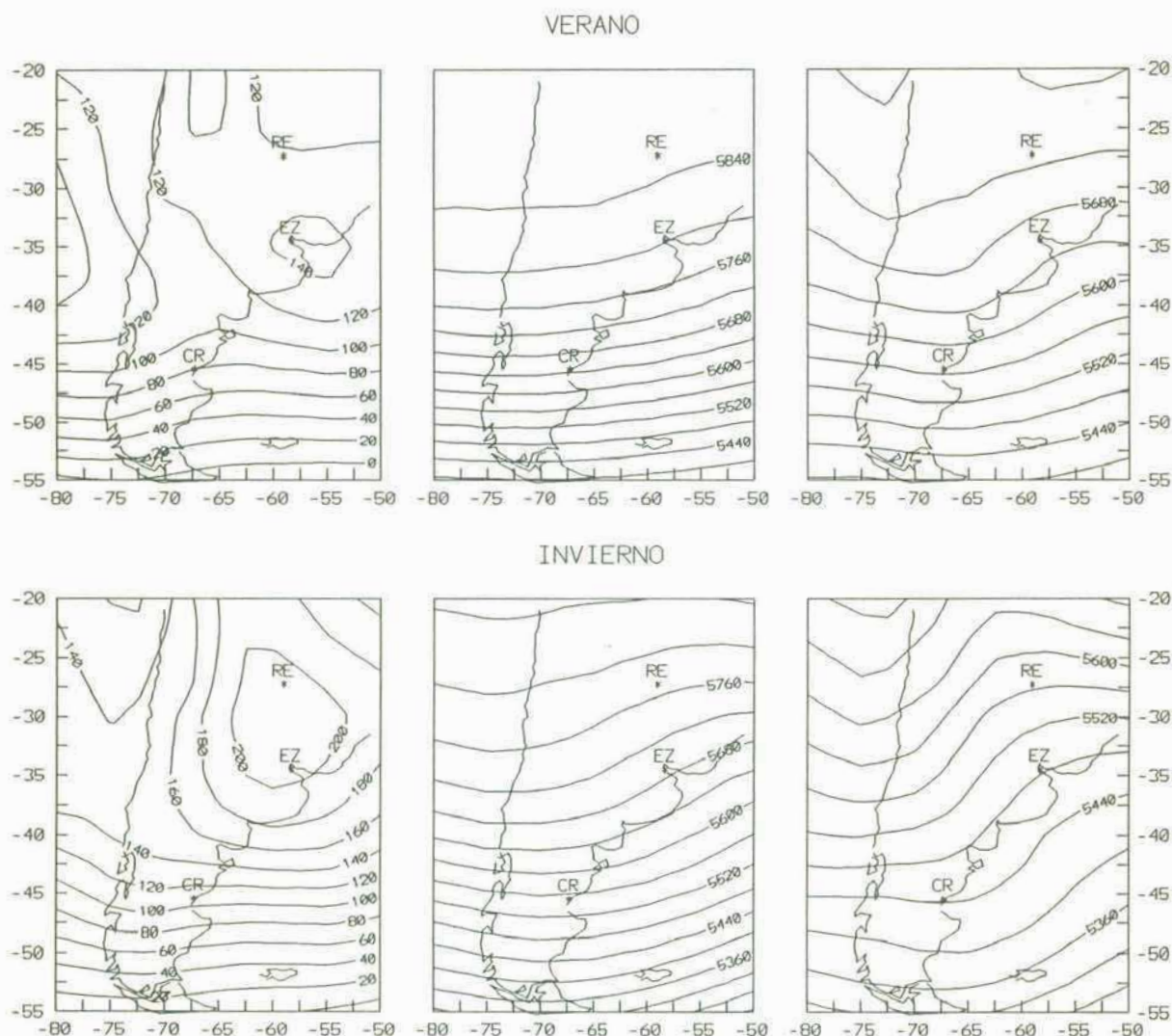
**Figura 3.8:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (derecha), correspondientes a pasajes de mínimos de presión por Resistencia en verano (arriba) e invierno (abajo).



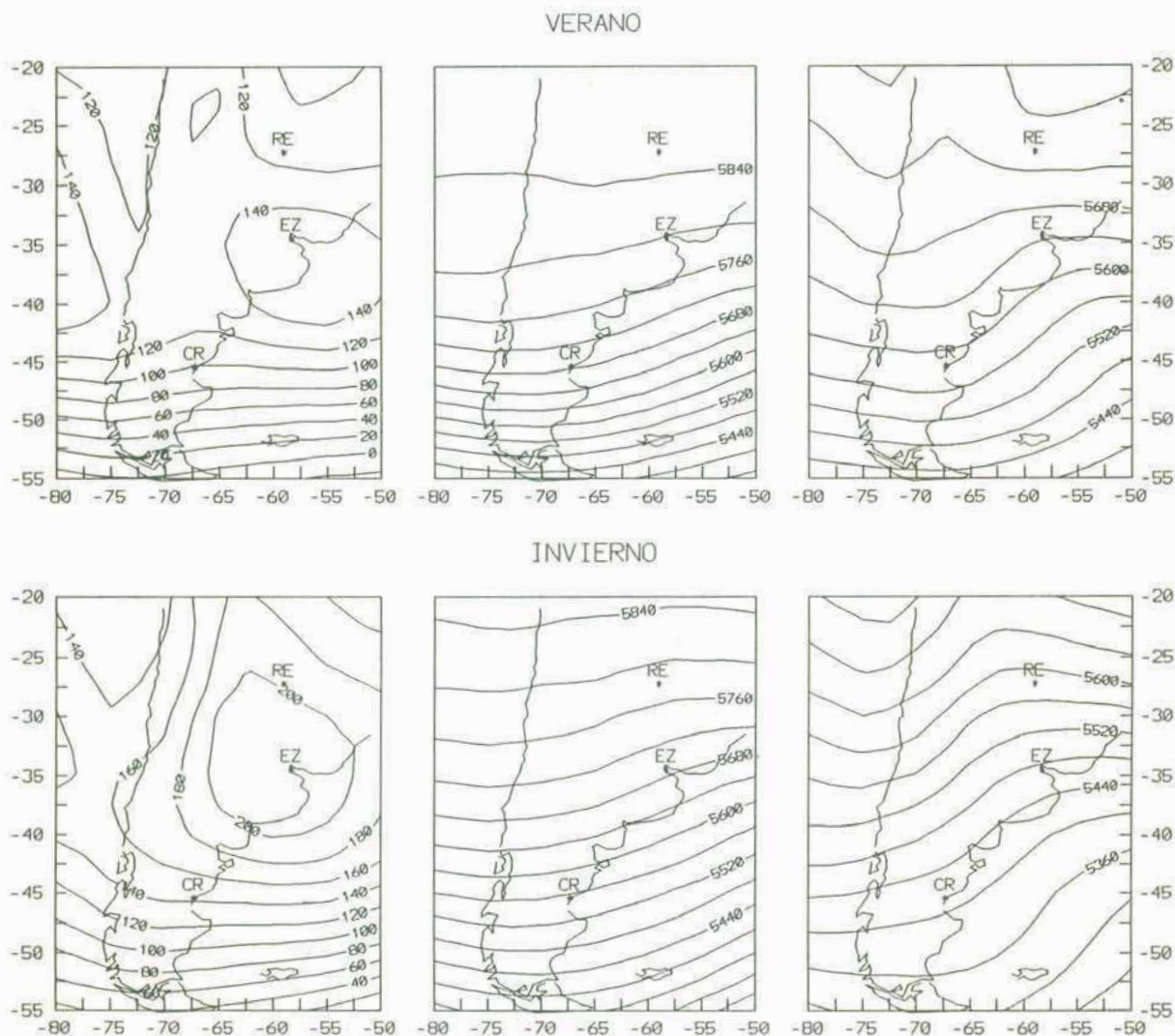




**Figura 3.10:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (derecha), correspondientes a pasajes de un mínimos de presión por Comodoro Rivadavia en verano (arriba) e invierno (abajo).

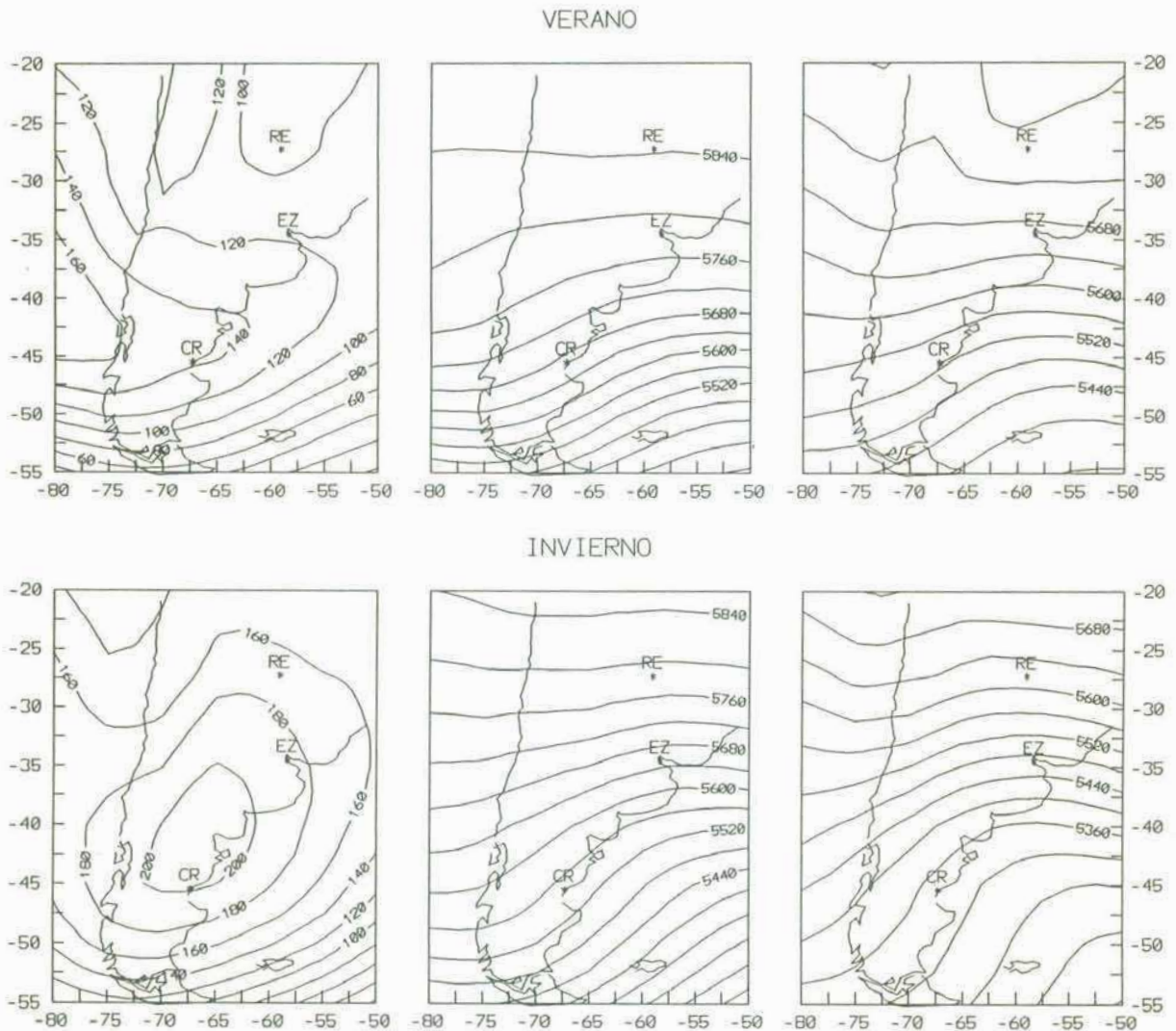


**Figura 3.11:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (derecha), correspondientes a pasajes de un **máximos** de presión por **Resistencia** en **verano** (arriba) e **invierno** (abajo).



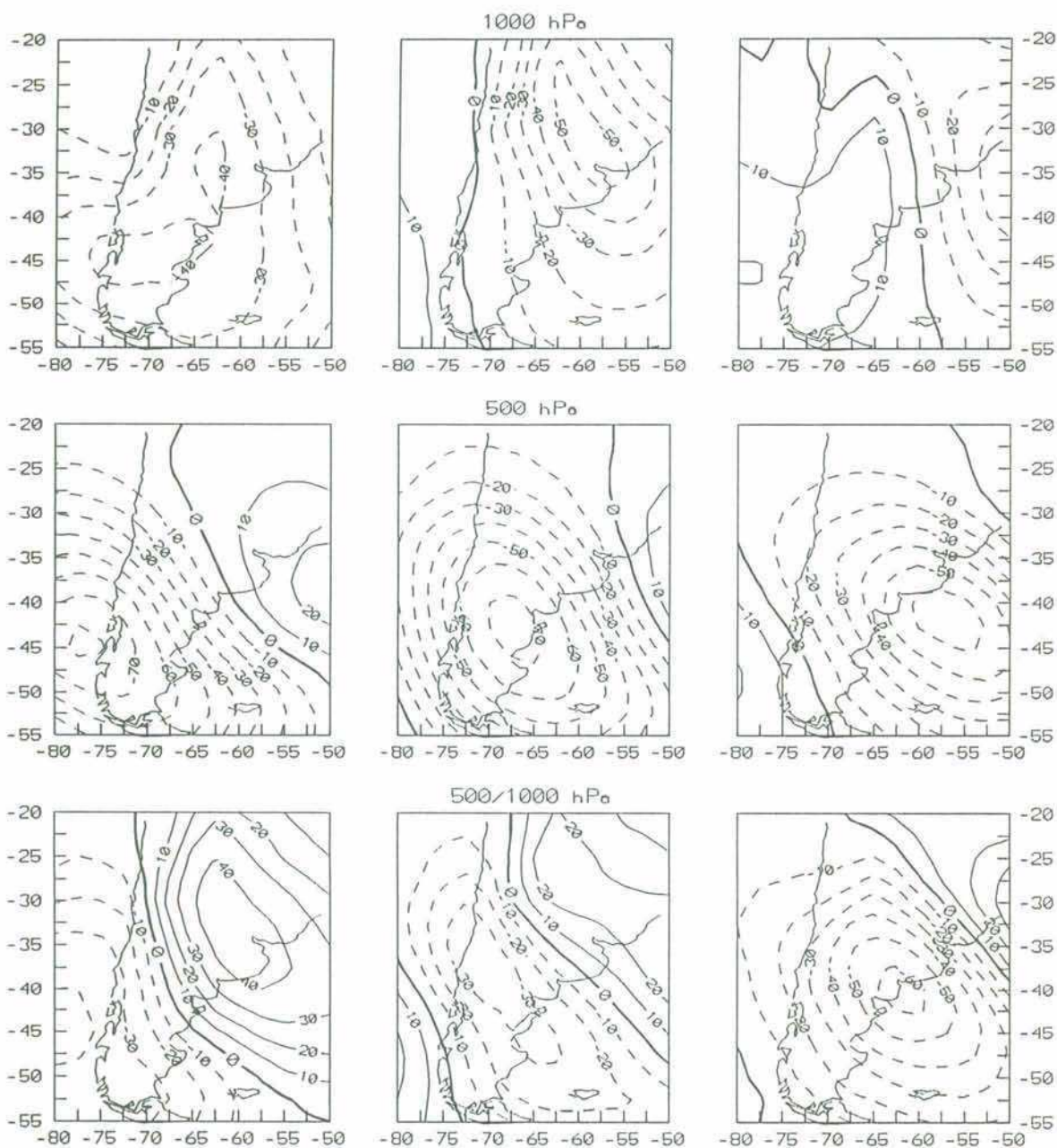
**Figura 3.12:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (derecha), correspondientes a pasajes de un máximos de presión por Ezeiza en verano (arriba) e invierno (abajo).





**Figura 3.13:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (izquierda) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (derecha), correspondientes pasajes de un máximos de presión por Comodoro Rivadavia en verano (arriba) e invierno (abajo).

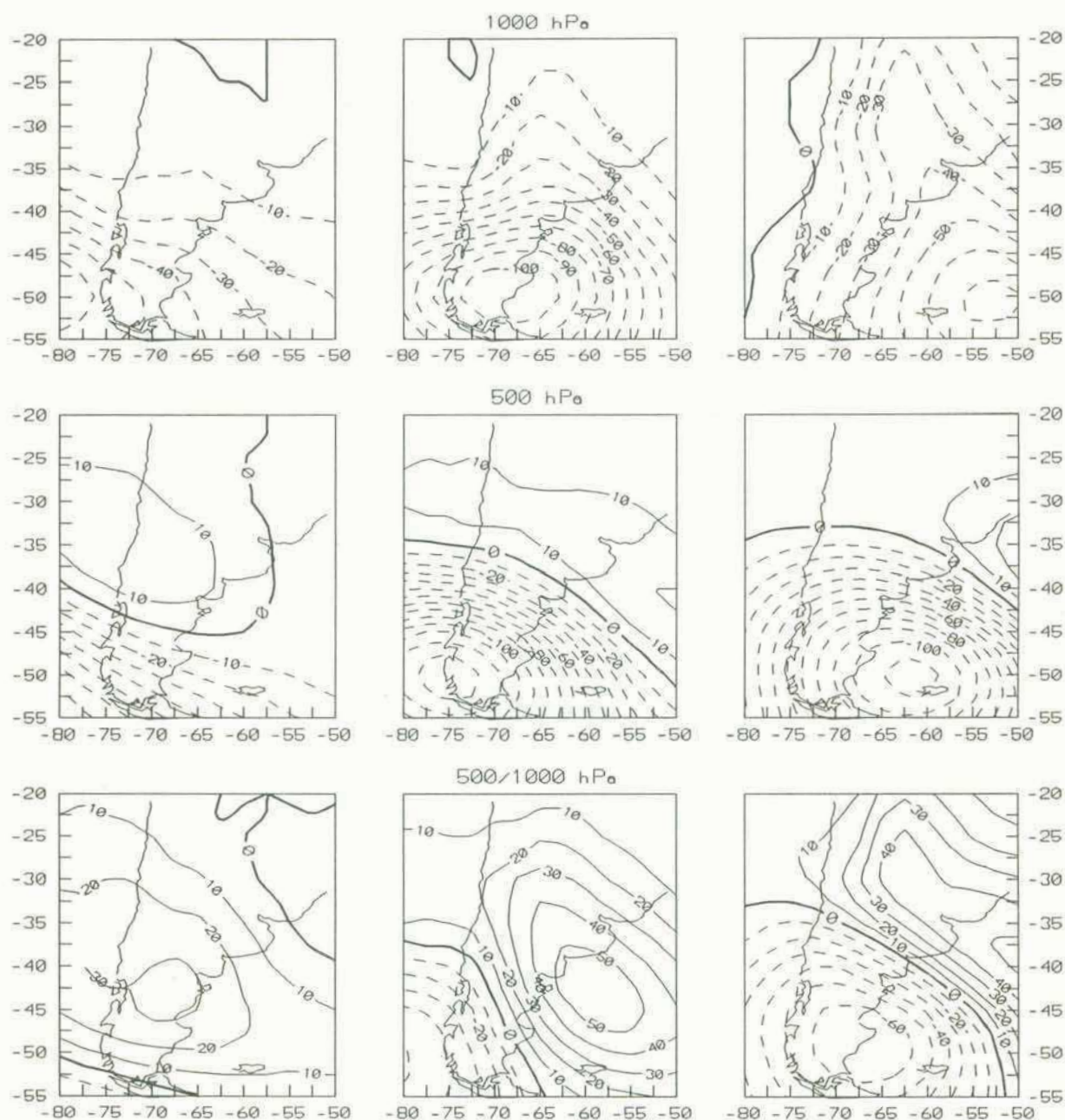
## RESISTENCIA



**Figura 3.14:** Campos de anomalías medias de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (arriba) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (abajo), correspondientes a los mínimos de presión en Resistencia. La columna de la derecha corresponde al día -1 (24 horas antes del pasaje del sistema), la central al día 0 y la izquierda al día +1. Las líneas rayadas (contínuas) corresponden a valores negativos (positivos). Las isolíneas están trazadas a intervalos de 10 mgp.



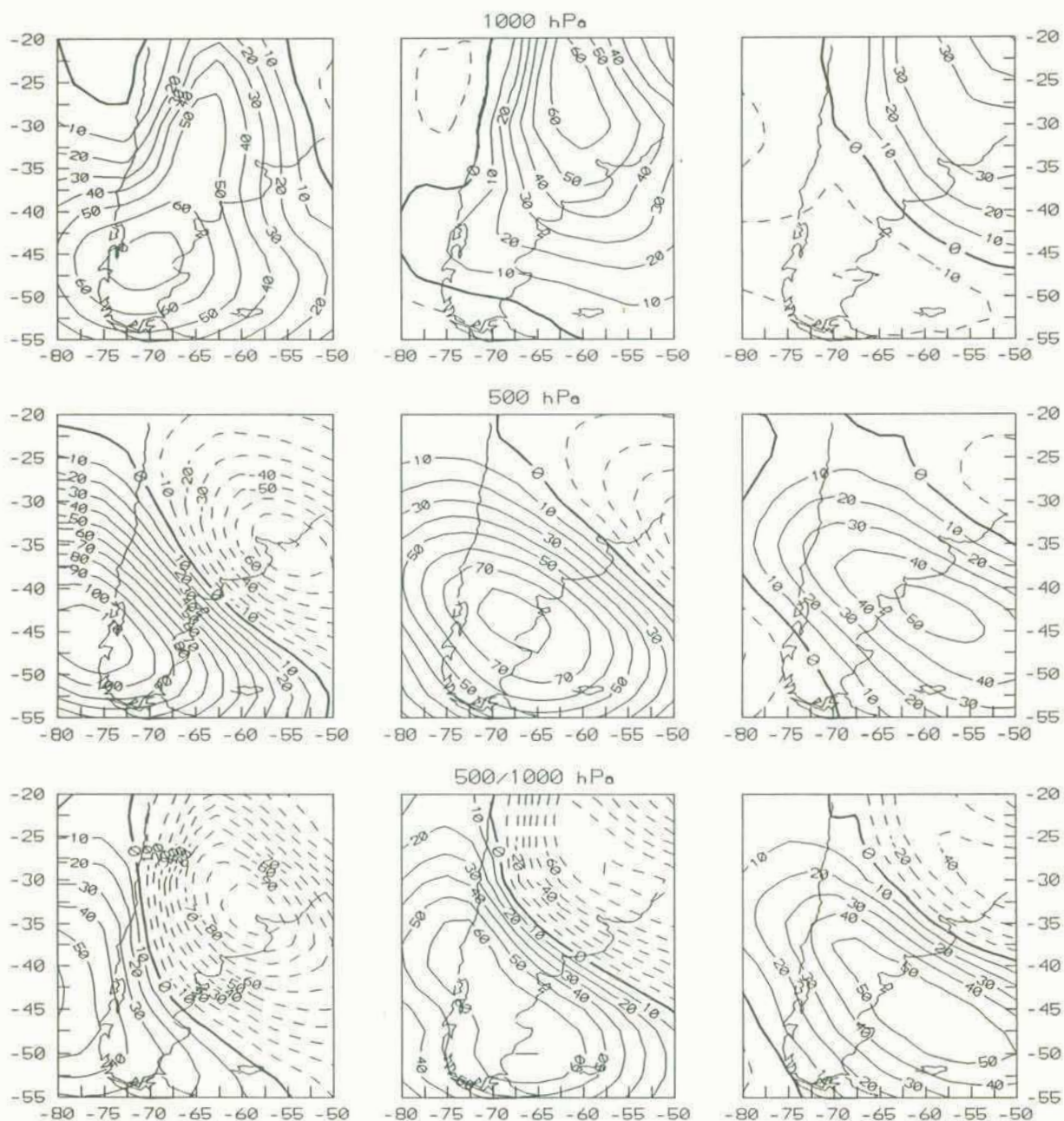
## COMODORO RIVADAVIA



**Figura 3.15:** Campos de anomalías medias de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (arriba) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (abajo), correspondiente a los mínimos de presión sobre Comodoro Rivadavia. La columna de la derecha corresponde al día -1 (24 horas antes del pasaje del sistema), la central al día 0 y la derecha al día +1.

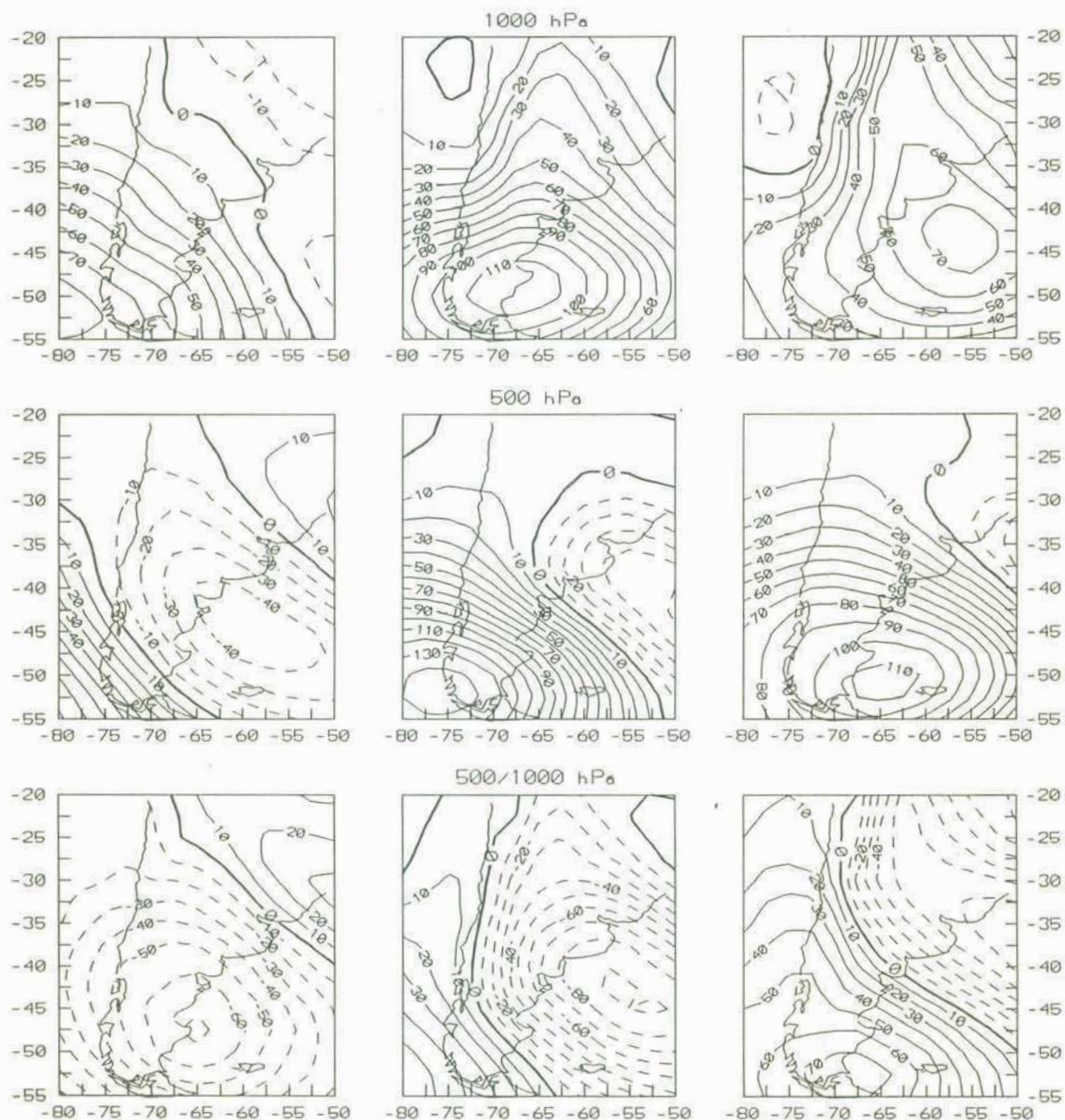


## RESISTENCIA



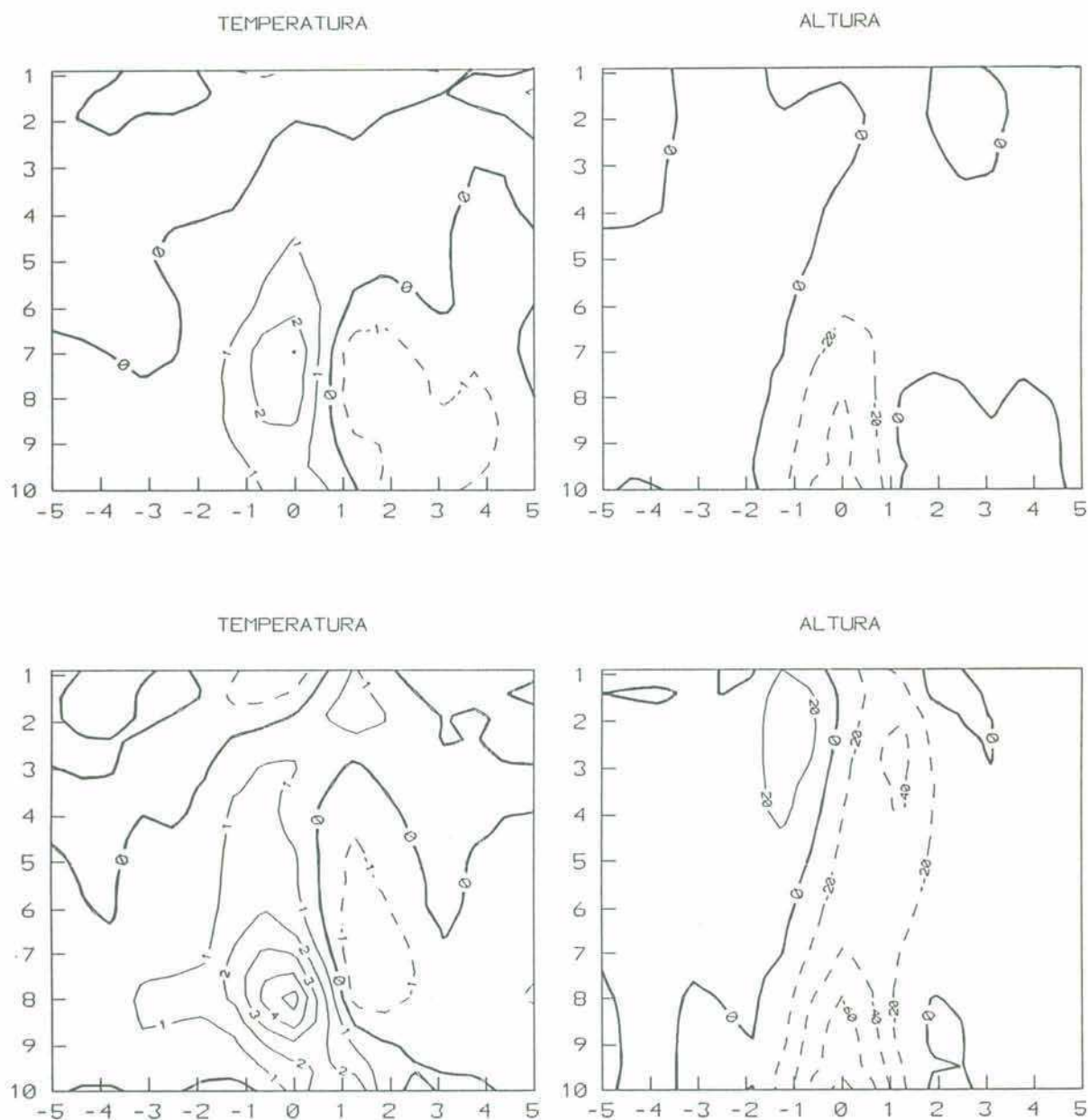
**Figura 3.16:** Campos de anomalías medias de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (arriba) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (abajo), correspondiente a los **máximos** de presión en **invierno** sobre **Resistencia**. La columna de la derecha corresponde al día -1 (24 horas antes del pasaje del sistema), la central al día 0 y la derecha al día +1.

## COMODORO RIVADAVIA



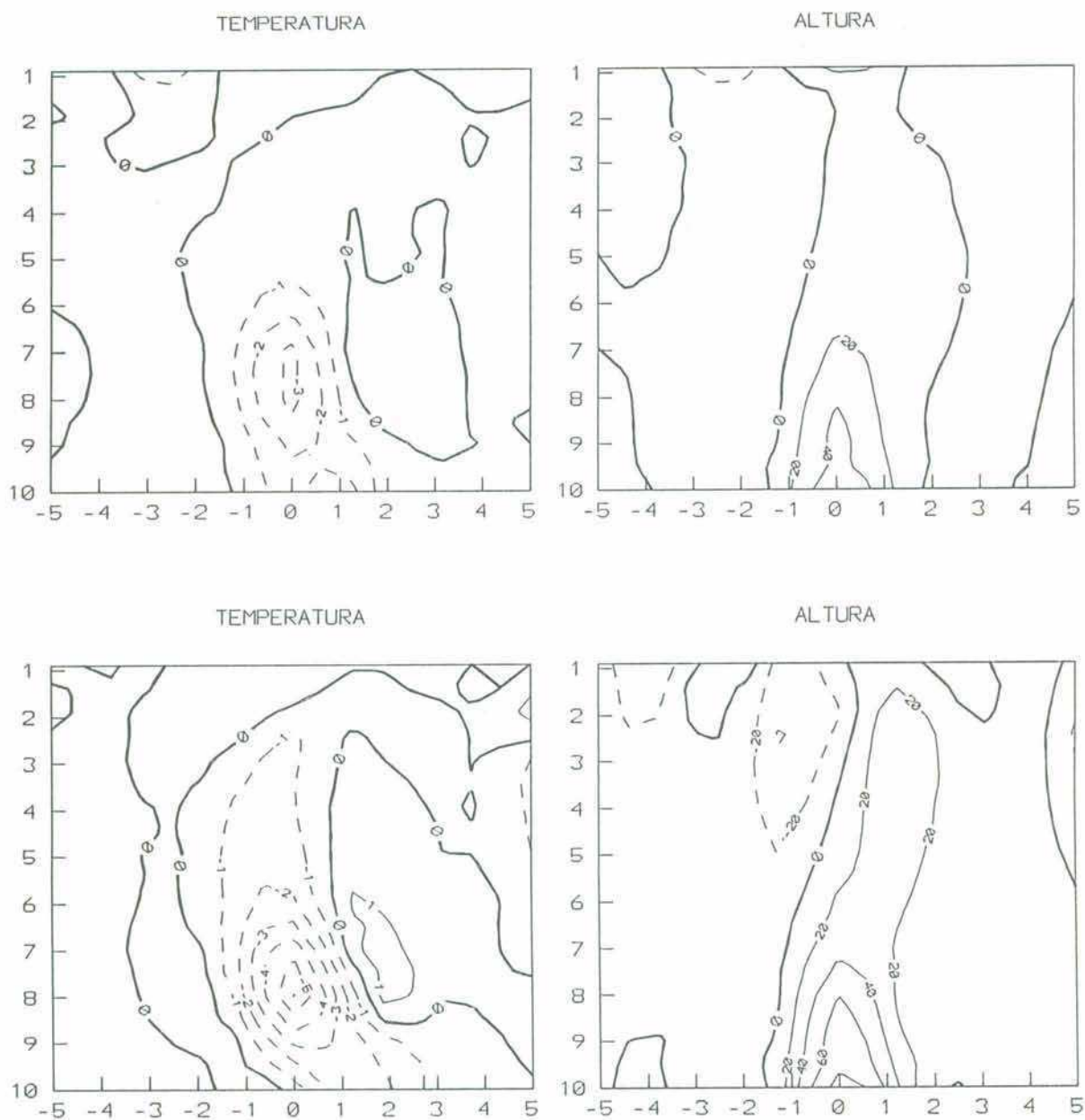
**Figura 3.17:** Campos de anomalías medias de altura geopotencial en los niveles de 1000 hPa (arriba) y 500 hPa (centro), y de espesor 500/1000 hPa (abajo), correspondiente a los máximos de presión en invierno sobre Comodoro Rivadavia. La columna de la derecha corresponde al día -1 (24 horas antes del pasaje del sistema), la central al día 0 y la derecha al día +1.



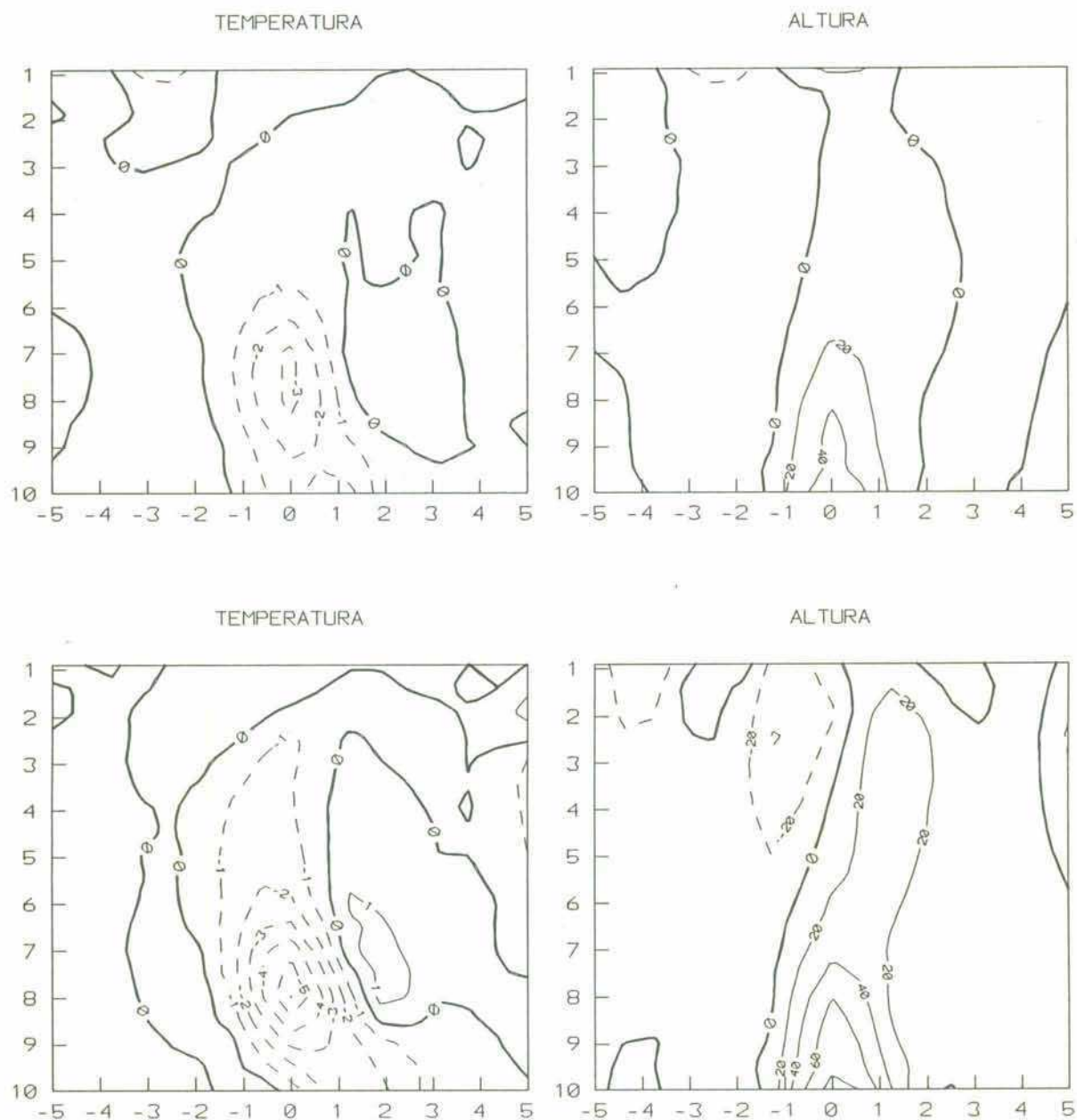


**Figura 3.18:** Cortes verticales-temporales de anomalías de temperatura (izquierda) (en  $^\circ\text{C}$ ) y altura geopotencial (derecha) (en mgp) para los mínimos de presión en verano (arriba) e invierno (abajo) sobre Mendoza. Las abscisas negativas corresponden a los días previos al evento y los positivos a los días posteriores. Las ordenadas representan niveles fijos de presión ( $\times 10^2$  hPa). Las líneas rayadas (condonaste) corresponden a valores negativos (positivos). Las isotermas están trazadas cada  $1^\circ\text{C}$  y las isohípsas cada 20 mgp.

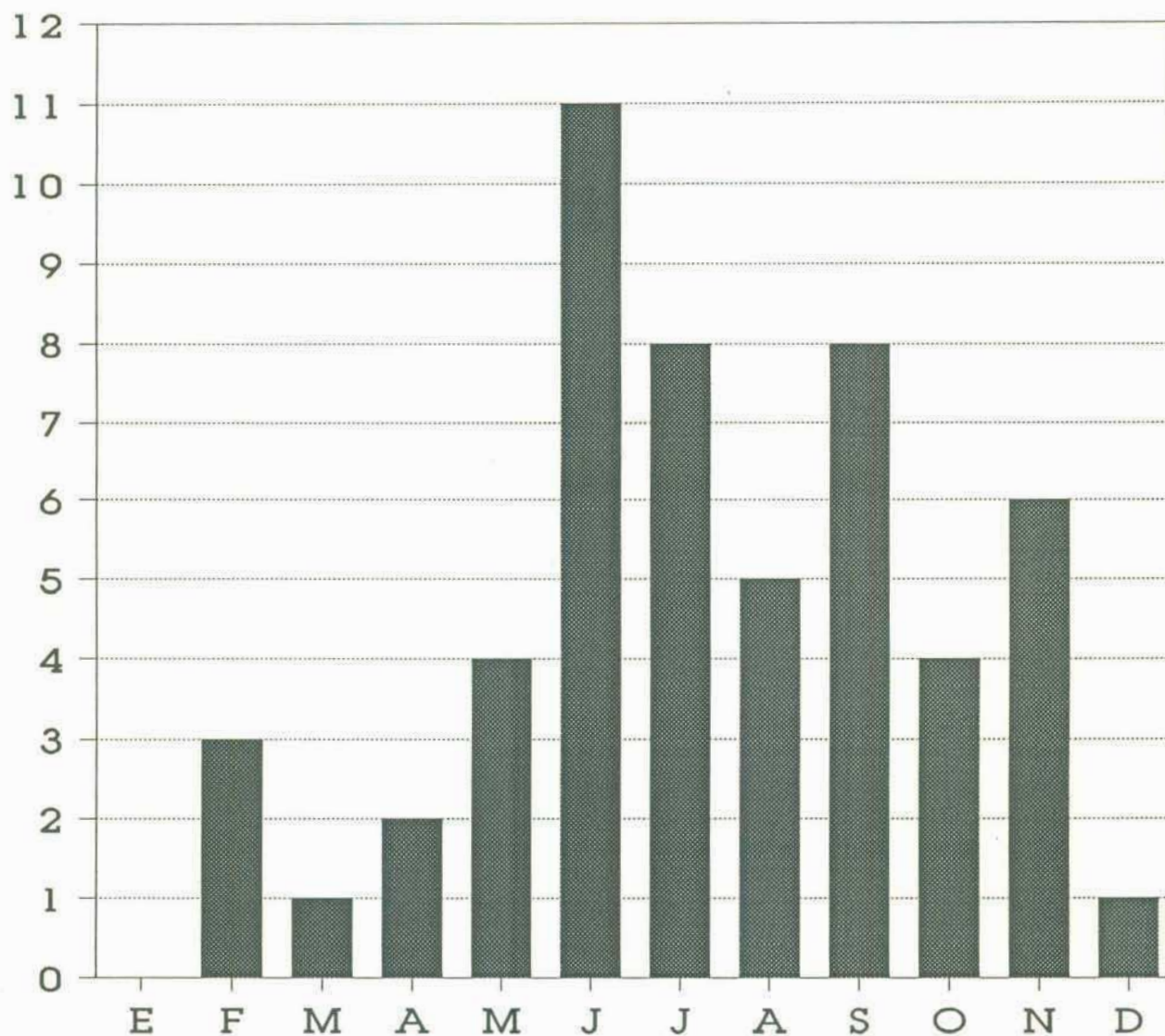




**Figura 3.19:** Cortes verticales-temporales de anomalías de temperatura (izquierda) (en °C) y altura geopotencial (derecha) (en mgp) para los máximos de presión en verano (arriba) e invierno (abajo) sobre Mendoza.

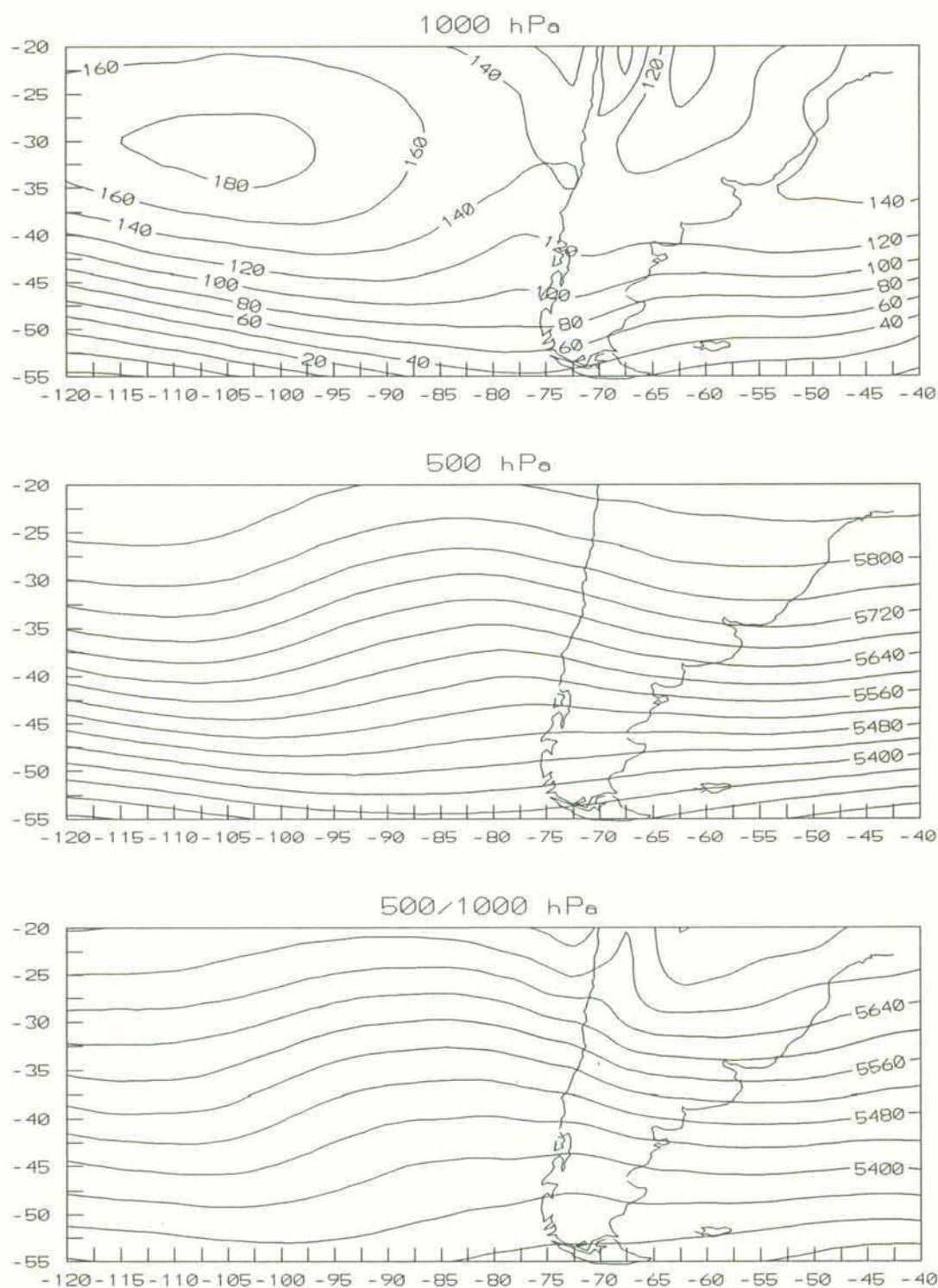


**Figura 3.19:** Cortes verticales-temporales de temperatura (izquierda) (en °C) y altura geopotencial (derecha) (en mgp) para los máximos de presión en verano (arriba) e invierno (abajo) sobre Mendoza.

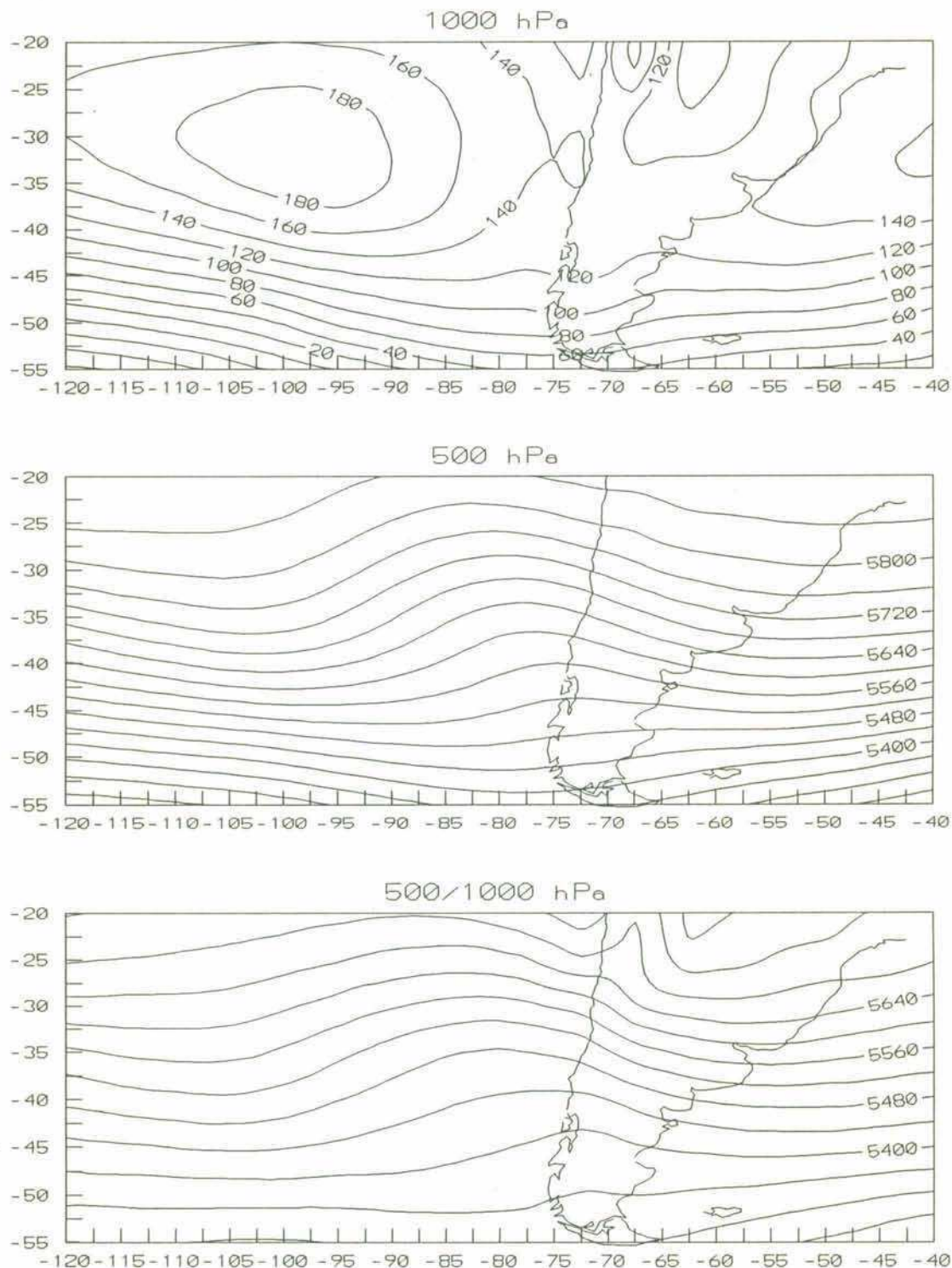


**Figura 4.2:** Distribución de los casos de ciclogénesis seleccionados a lo largo de los meses del año.

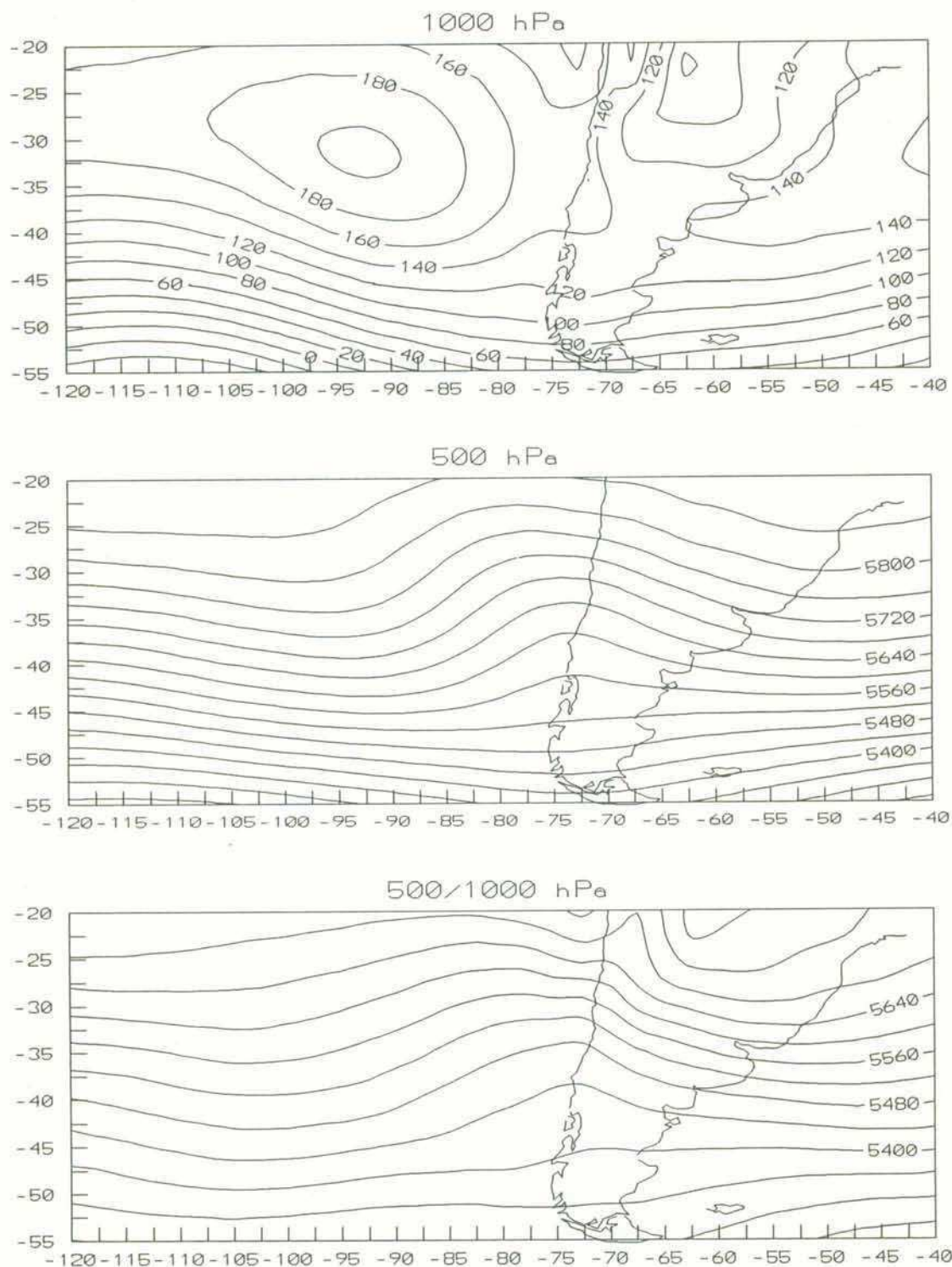




**Figura 4.4:** Campos medios de altura geopotencial (en mvp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al tercer día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino.

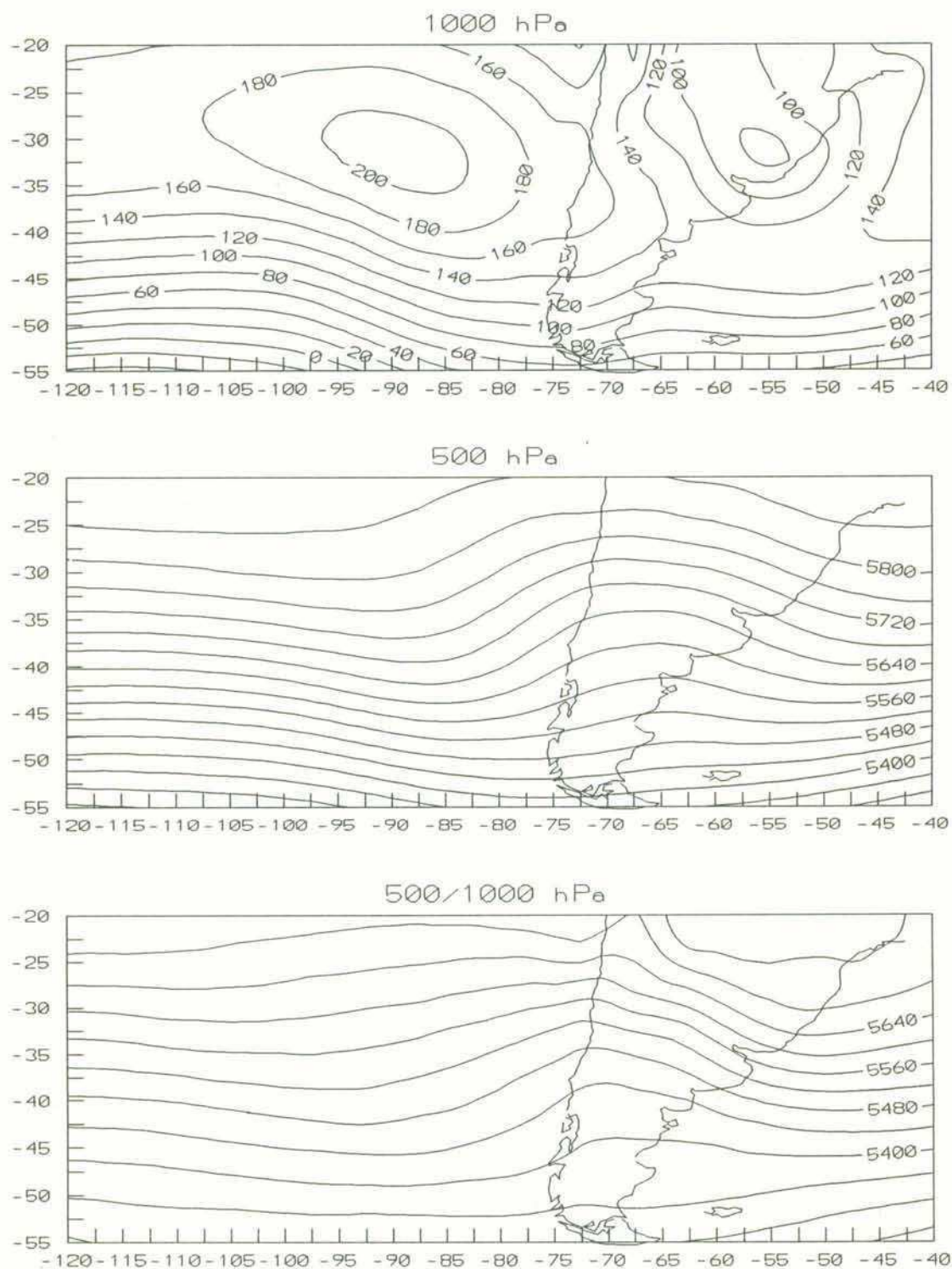


**Figura 4.5:** Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al segundo día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino.

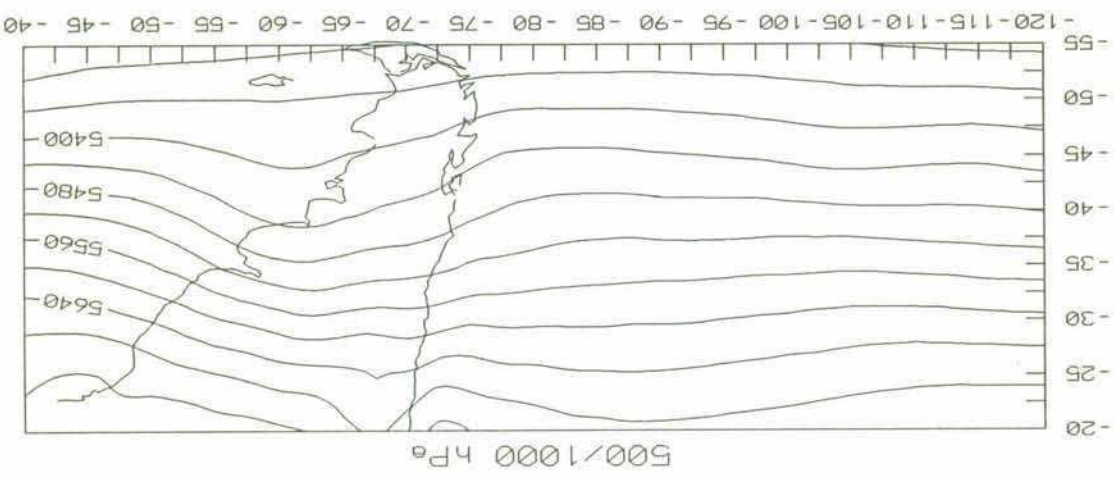
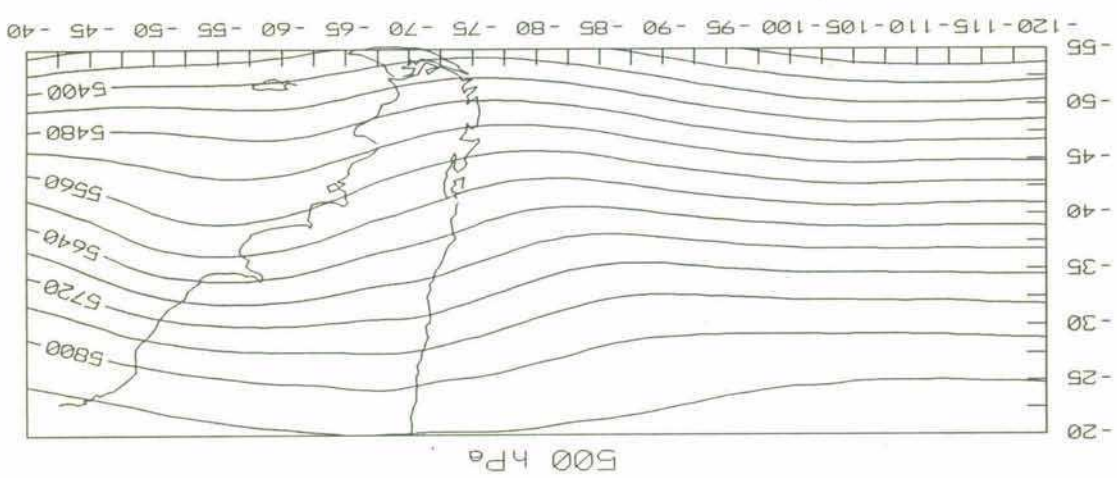
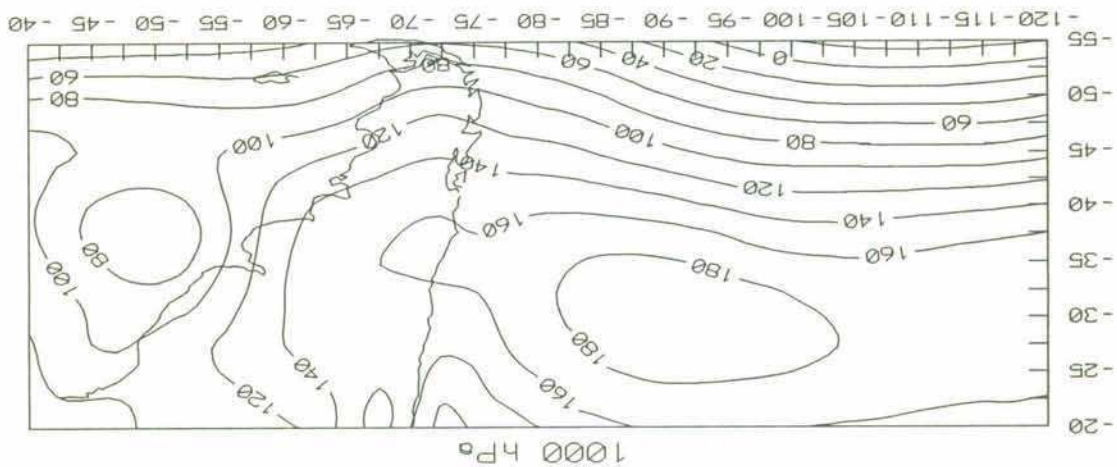


**Figura 4.6:** Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino.

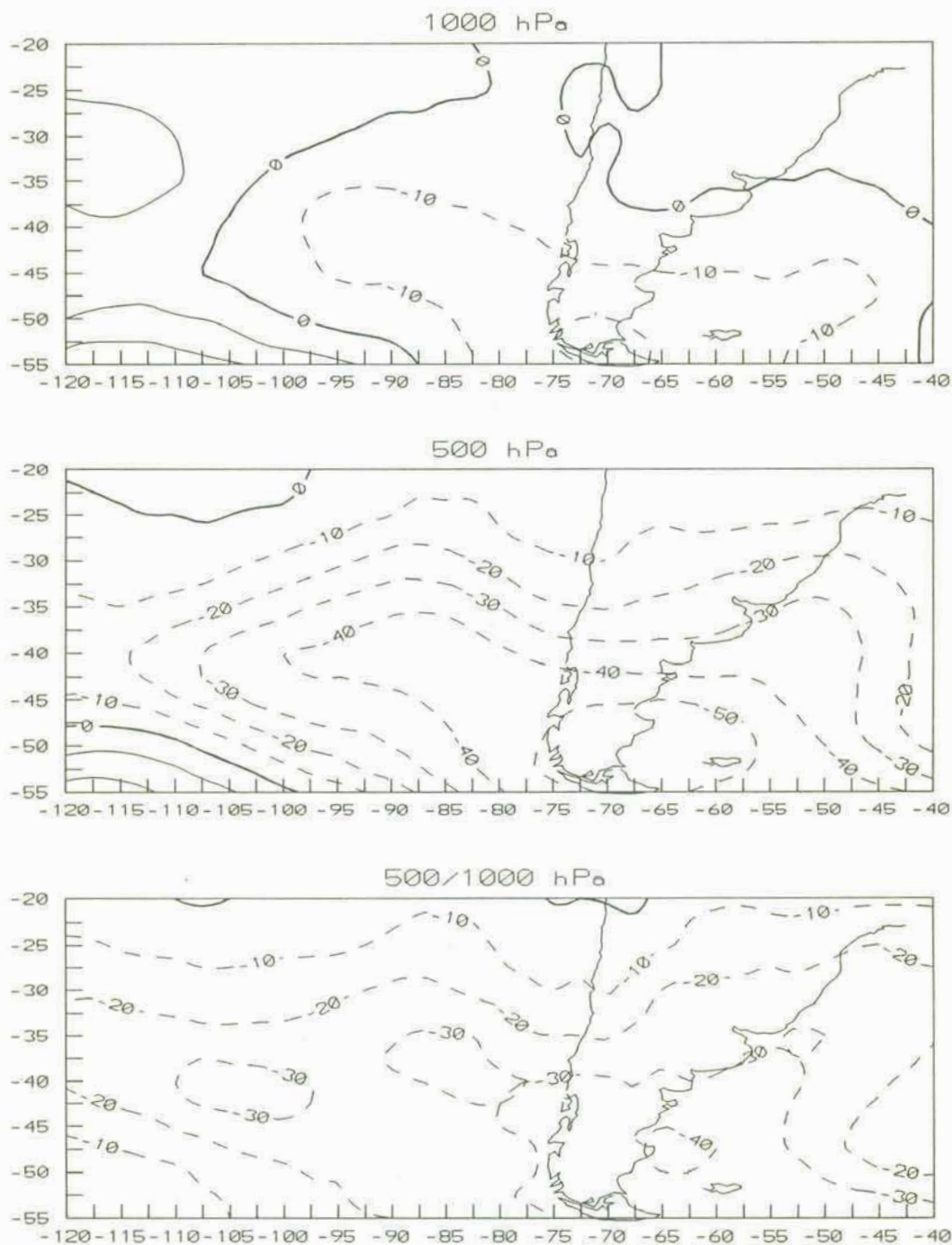




**Figura 4.7:** Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al día de la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino.

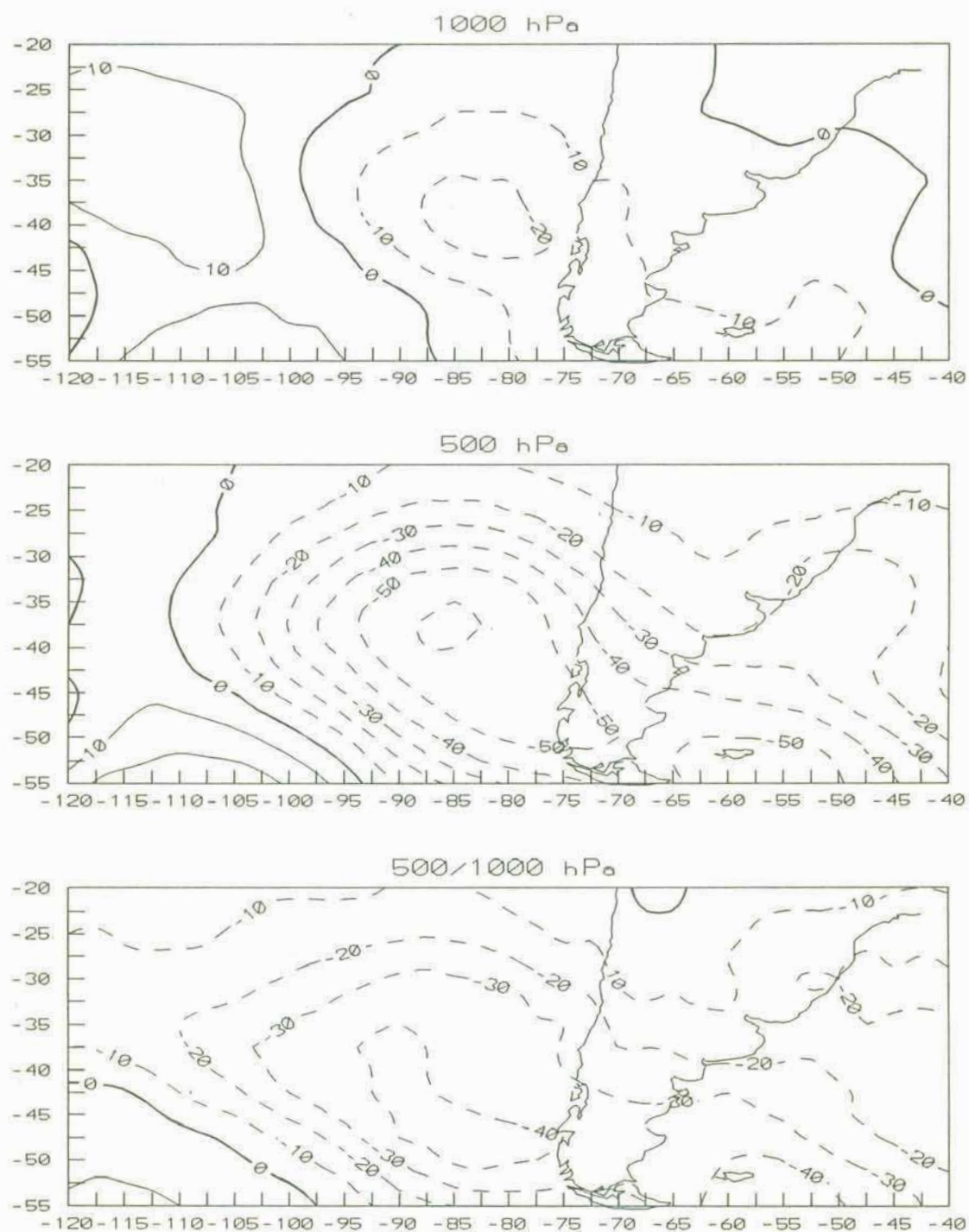


**Figura 4.8:** Campos medios de altura geopotencial (en m/gp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al día posterior a la ocurrencia de ciclógenésis en el Litoral Argentino.

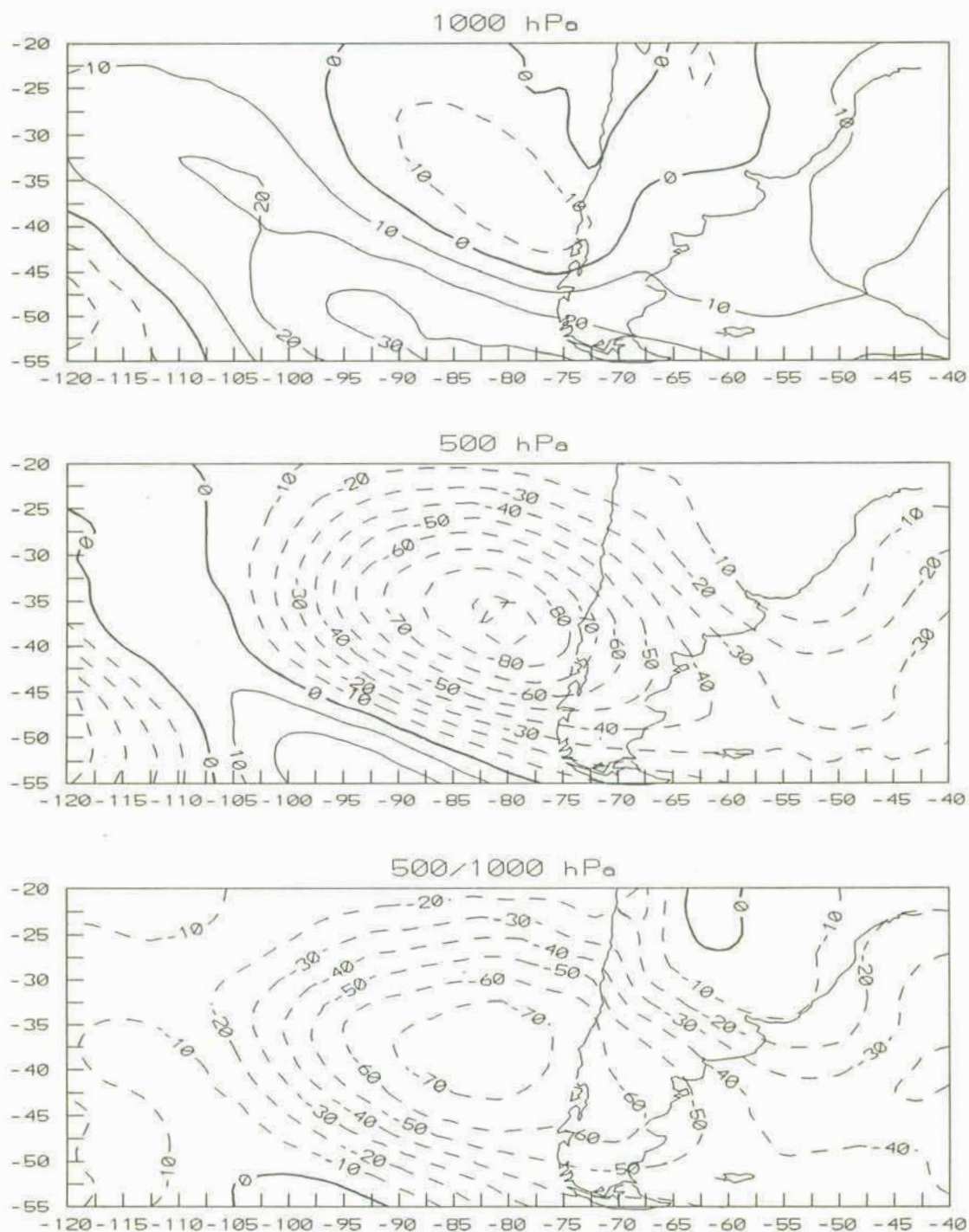


**Figura 4.9:** Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al quinto día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. Las líneas rayadas representan anomalías negativas y las continuas valores positivos. Las isolíneas están trazadas cada 10 mgp.

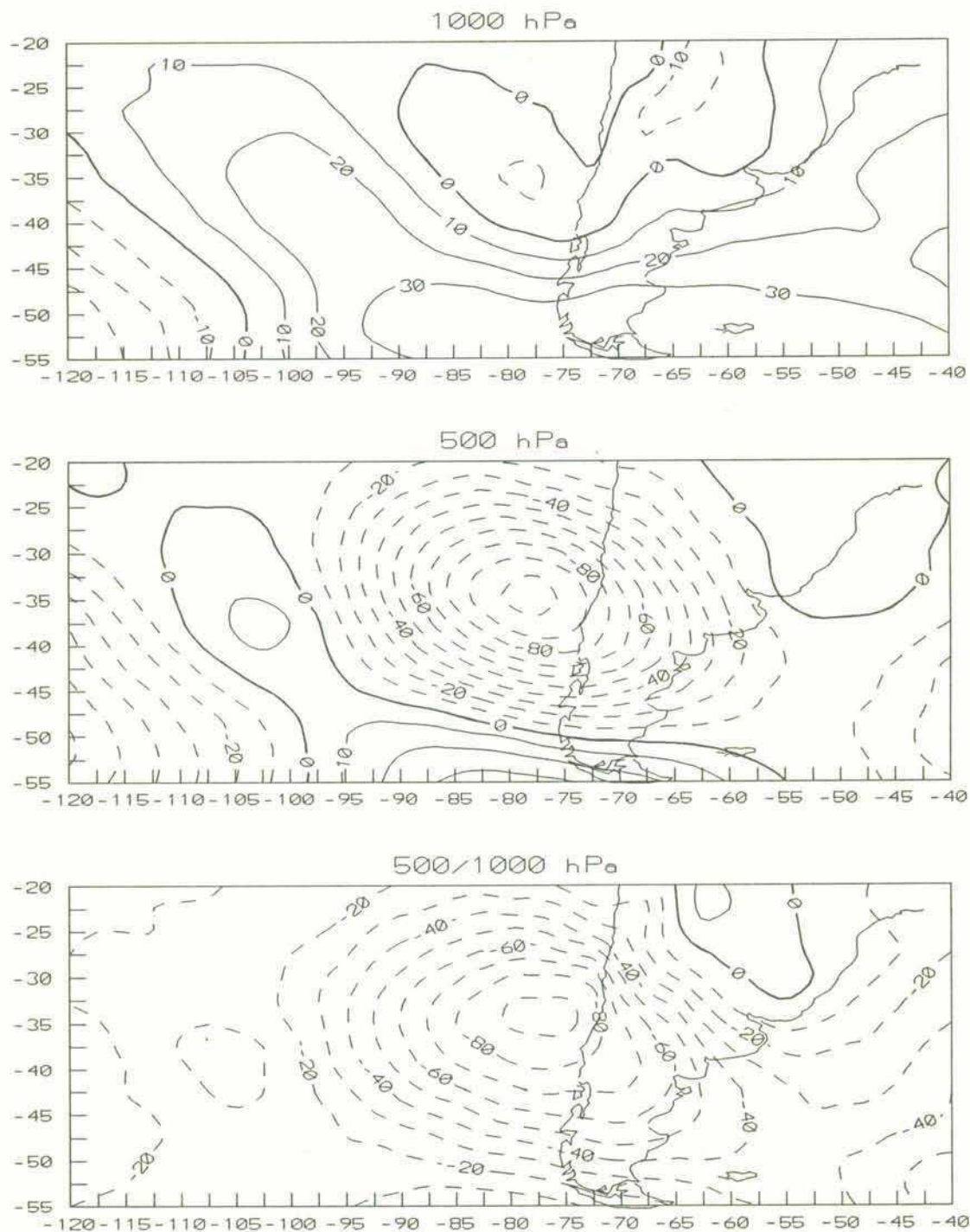




**Figura 4.10:** Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en m) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al cuarto día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino.

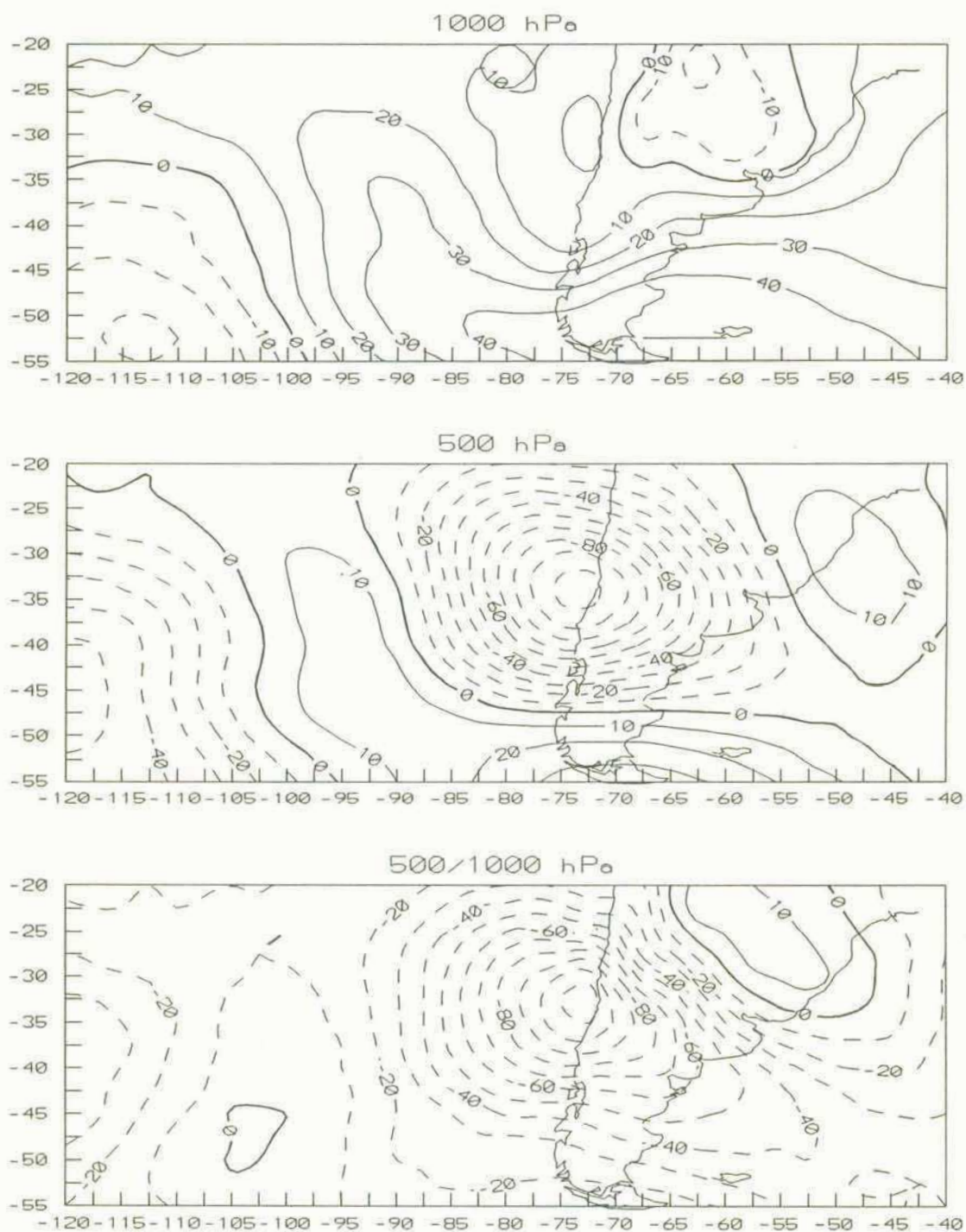


**Figura 4.11:** Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en m) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al tercer día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino.

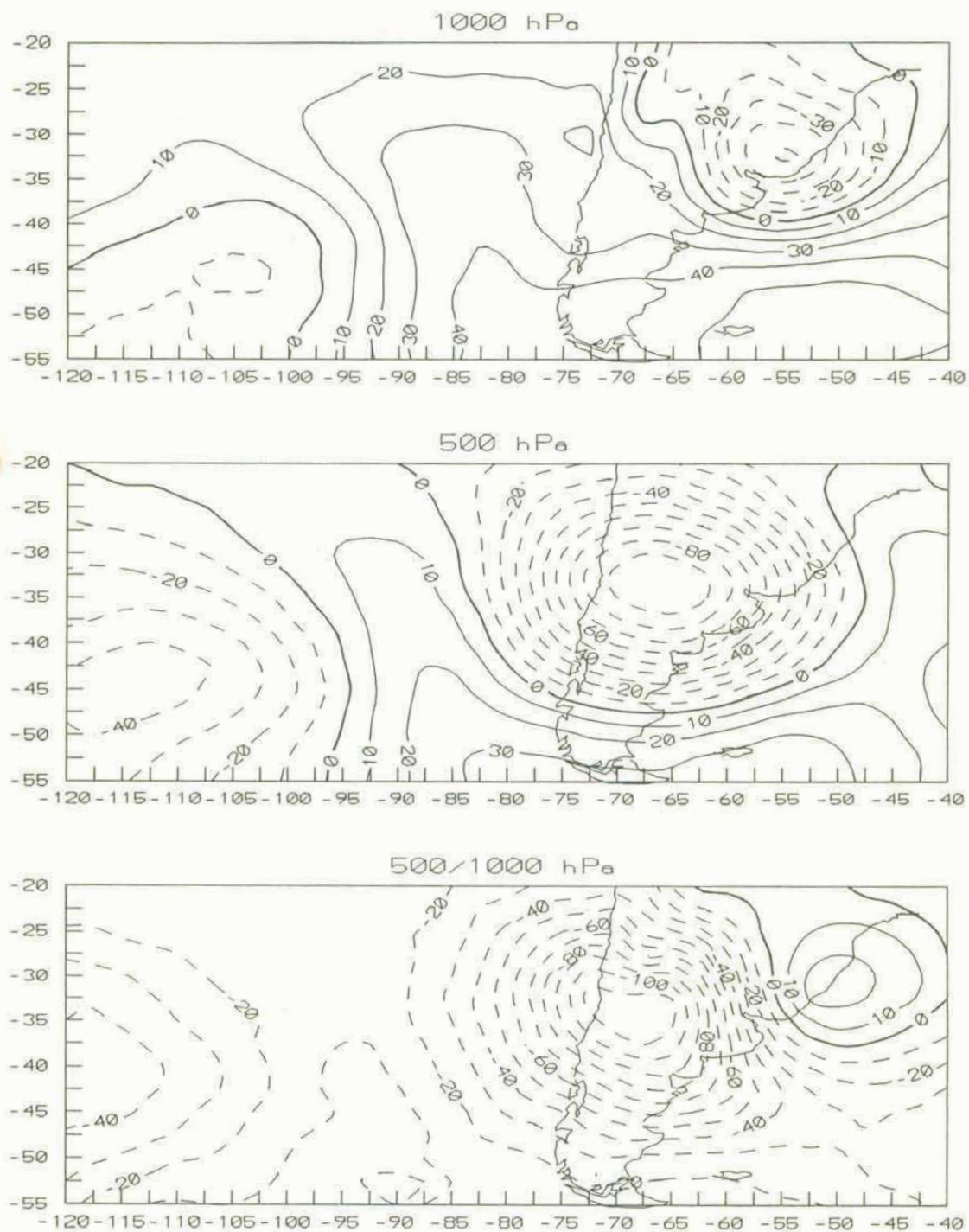


**Figura 4.12:** Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en m) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al segundo día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino.

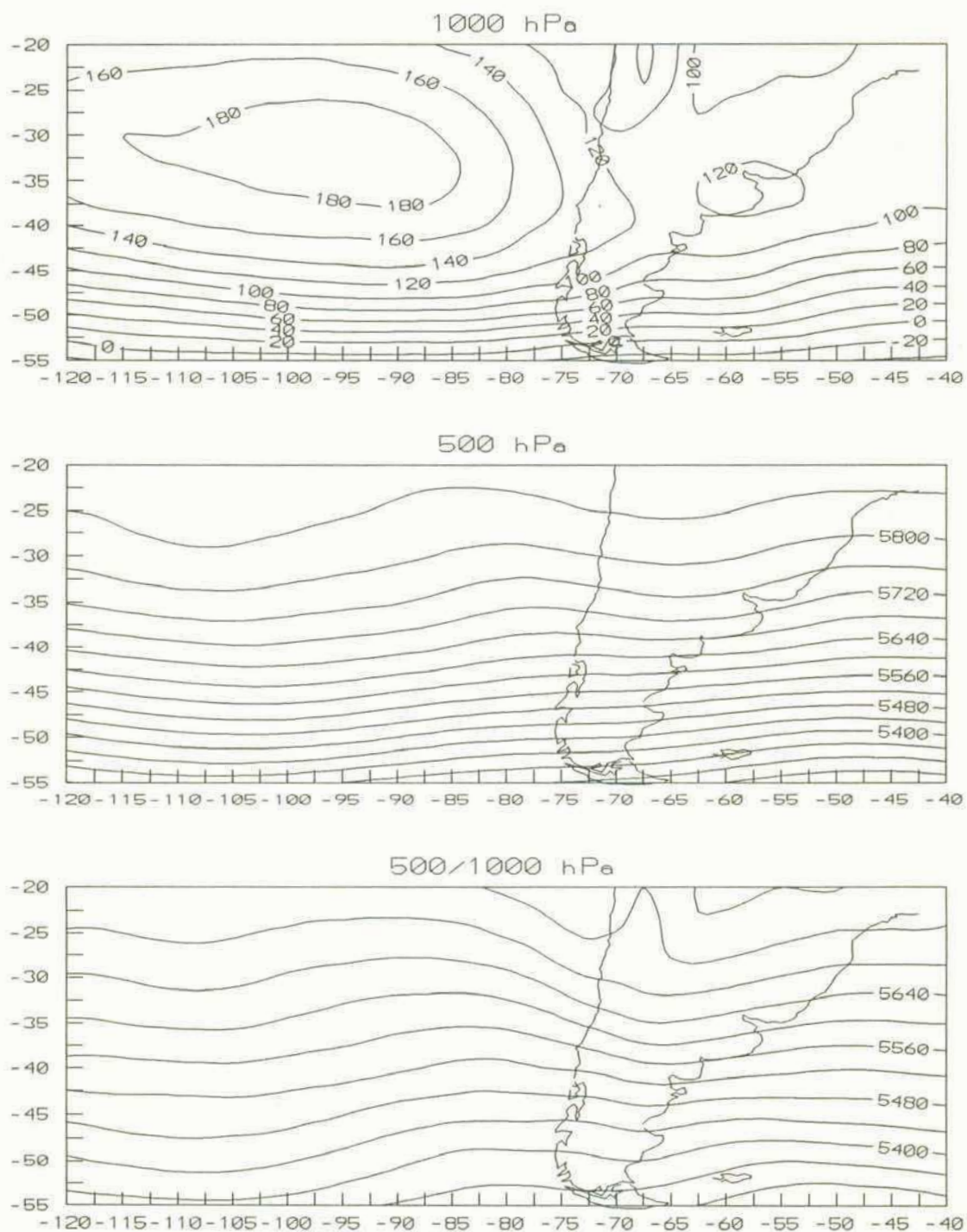




**Figura 4.13:** Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en m/gp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al día previo a la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino.

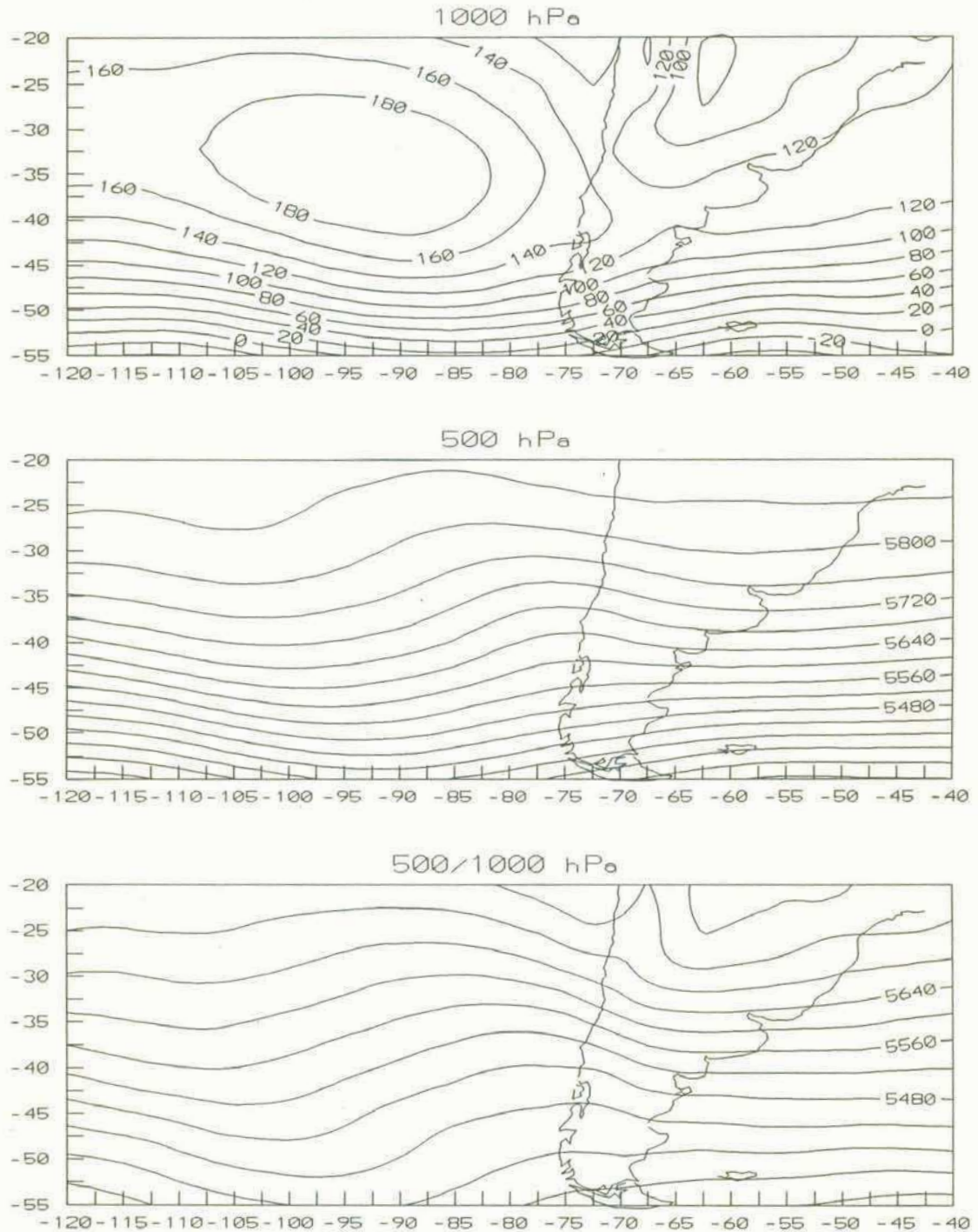


**Figura 4.14:** Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en m) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al día de la ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino.

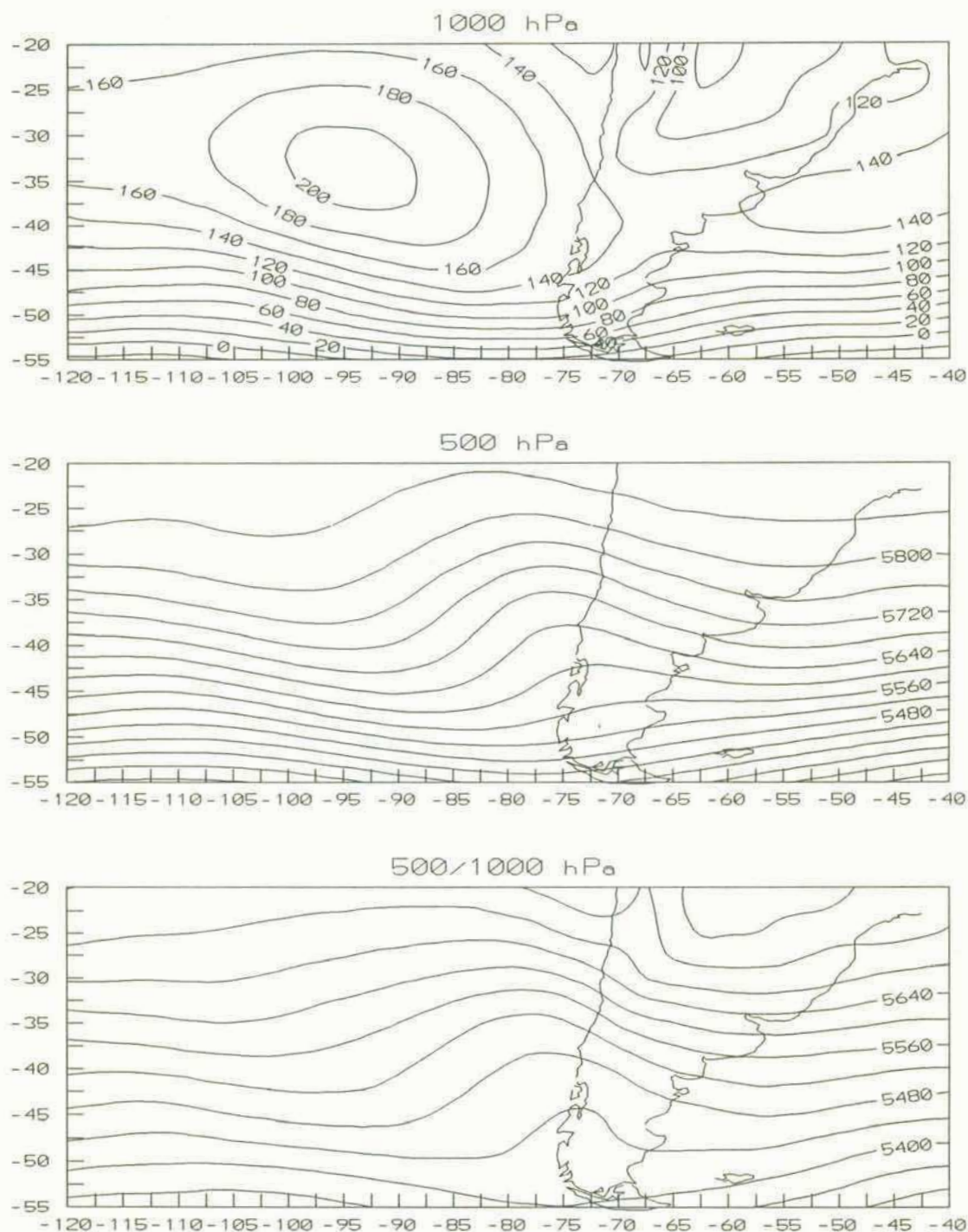


**Figura 4.15:** Campos medios de altura geopotencial (en mgs) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al cuarto día previo a la ocurrencia de ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino.

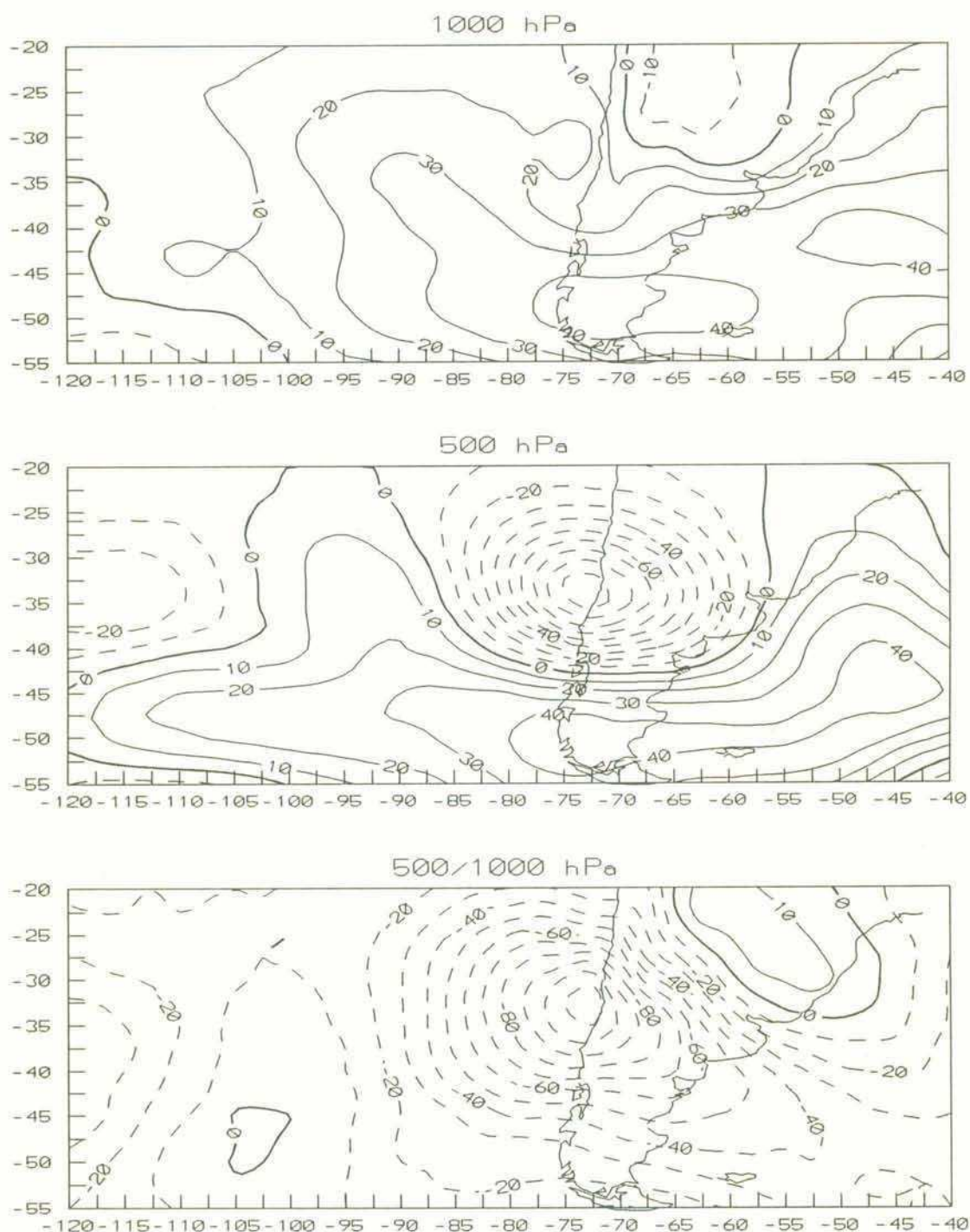




**Figura 4.16:** Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al tercer día previo a la ocurrencia de ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino.

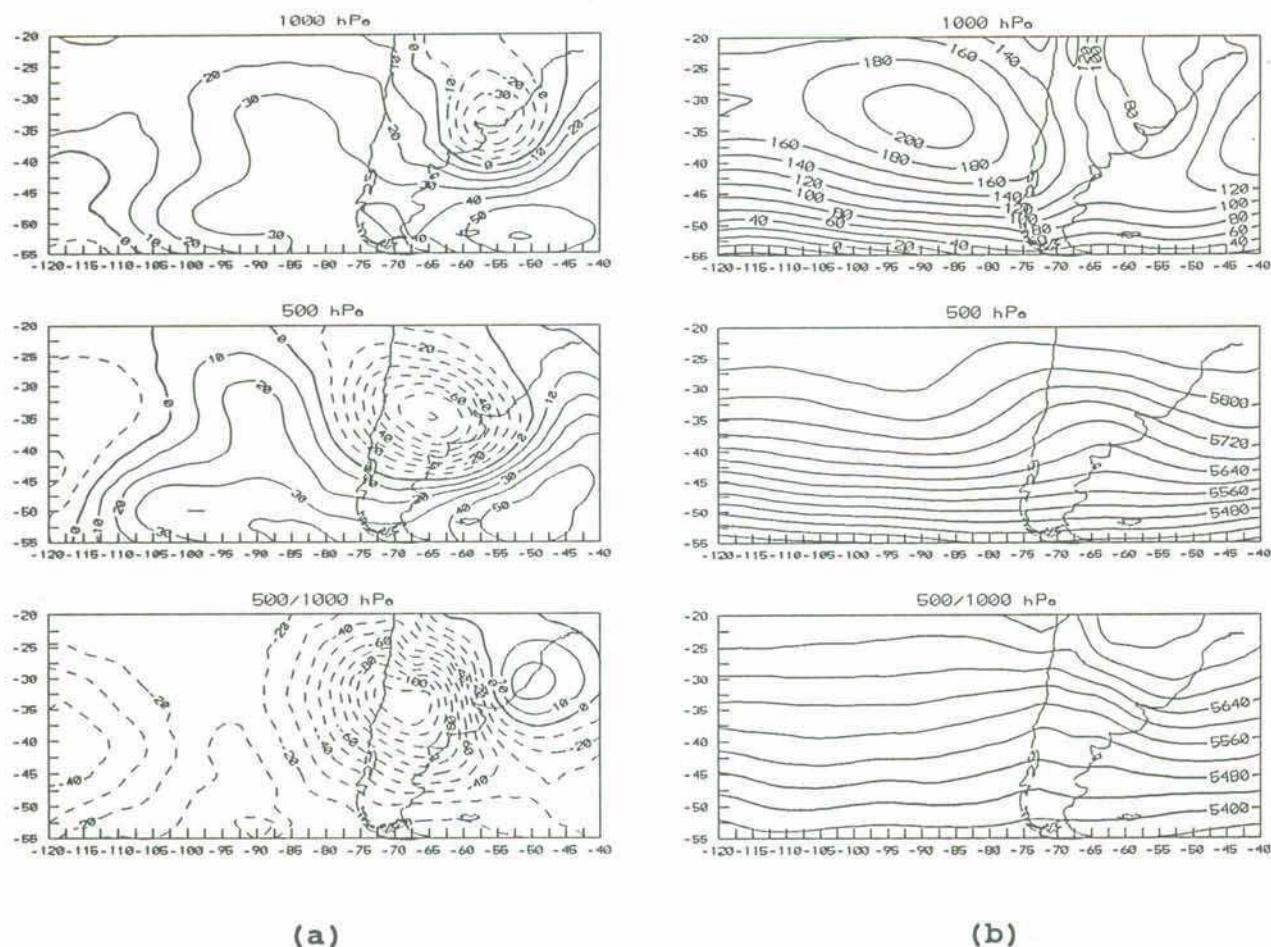


**Figura 4.17:** Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al segundo día previo a la ocurrencia de ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino.



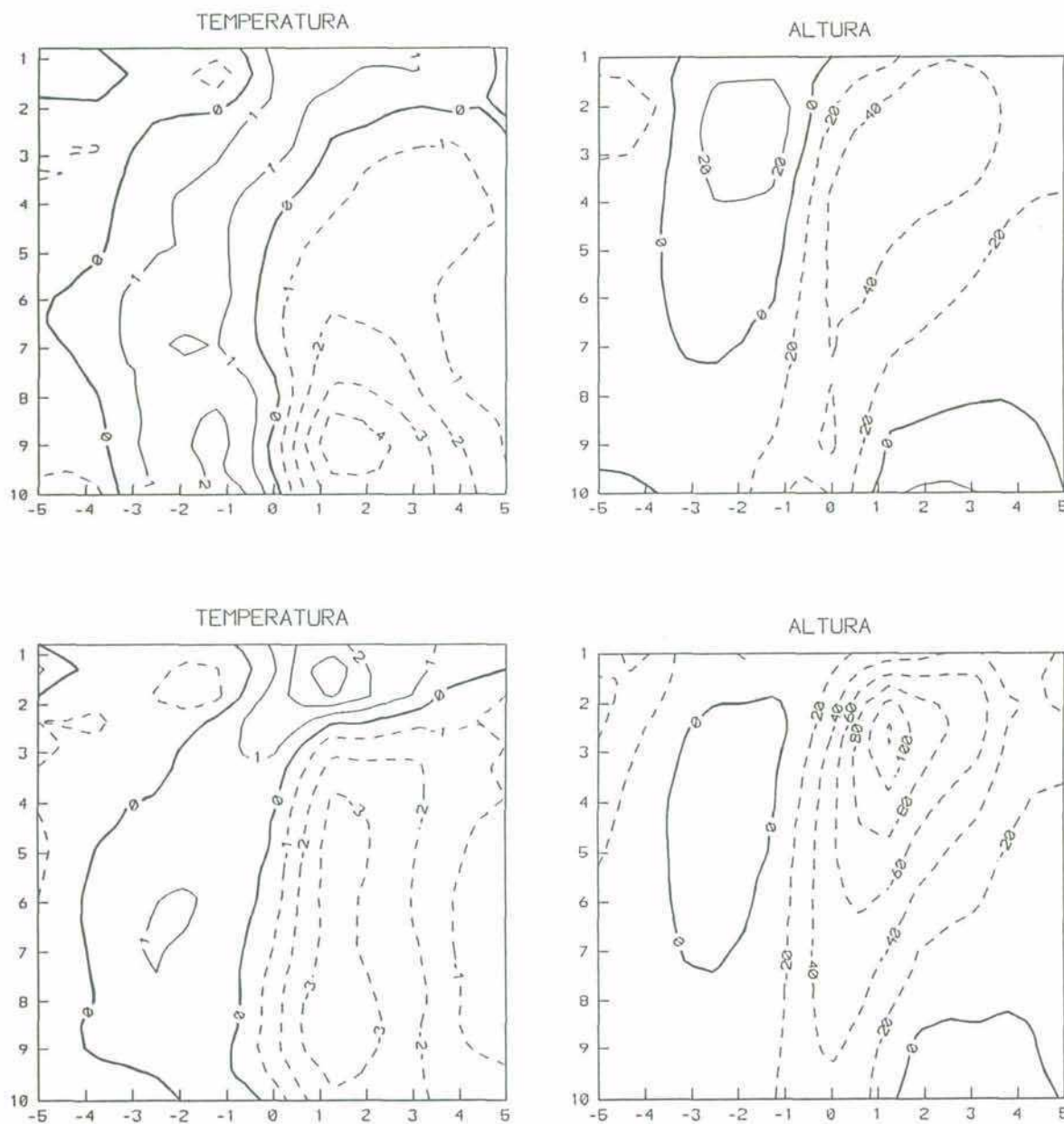
**Figura 4.18:** Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al día previo a la ocurrencia de ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino.



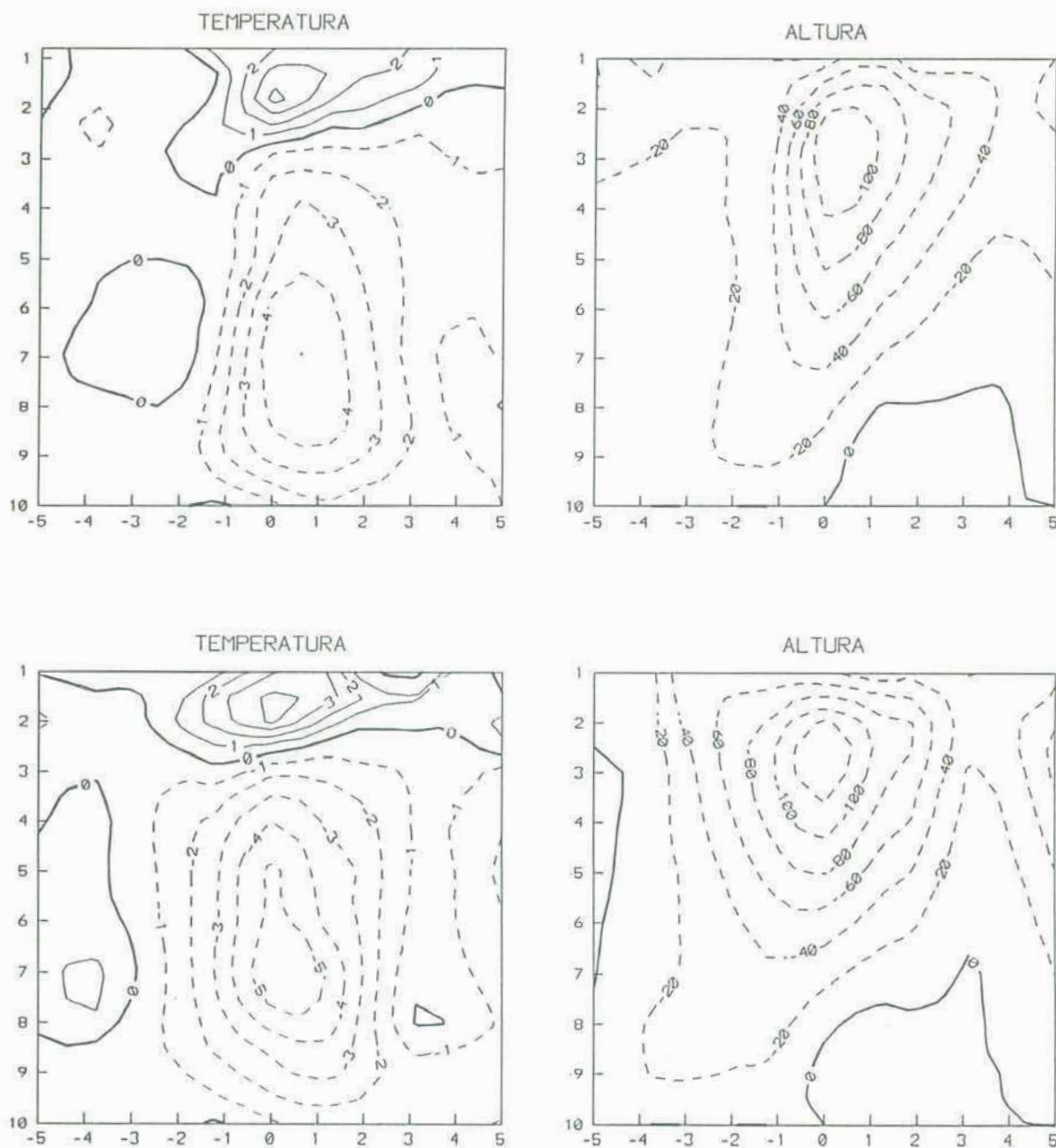


**Figura 4.19:** (a) Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgs) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al día de la ocurrencia de ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino.

(b) Campos medios de altura geopotencial (en mgs) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al día de la ocurrencia de ciclogénesis estivales en el Litoral Argentino.

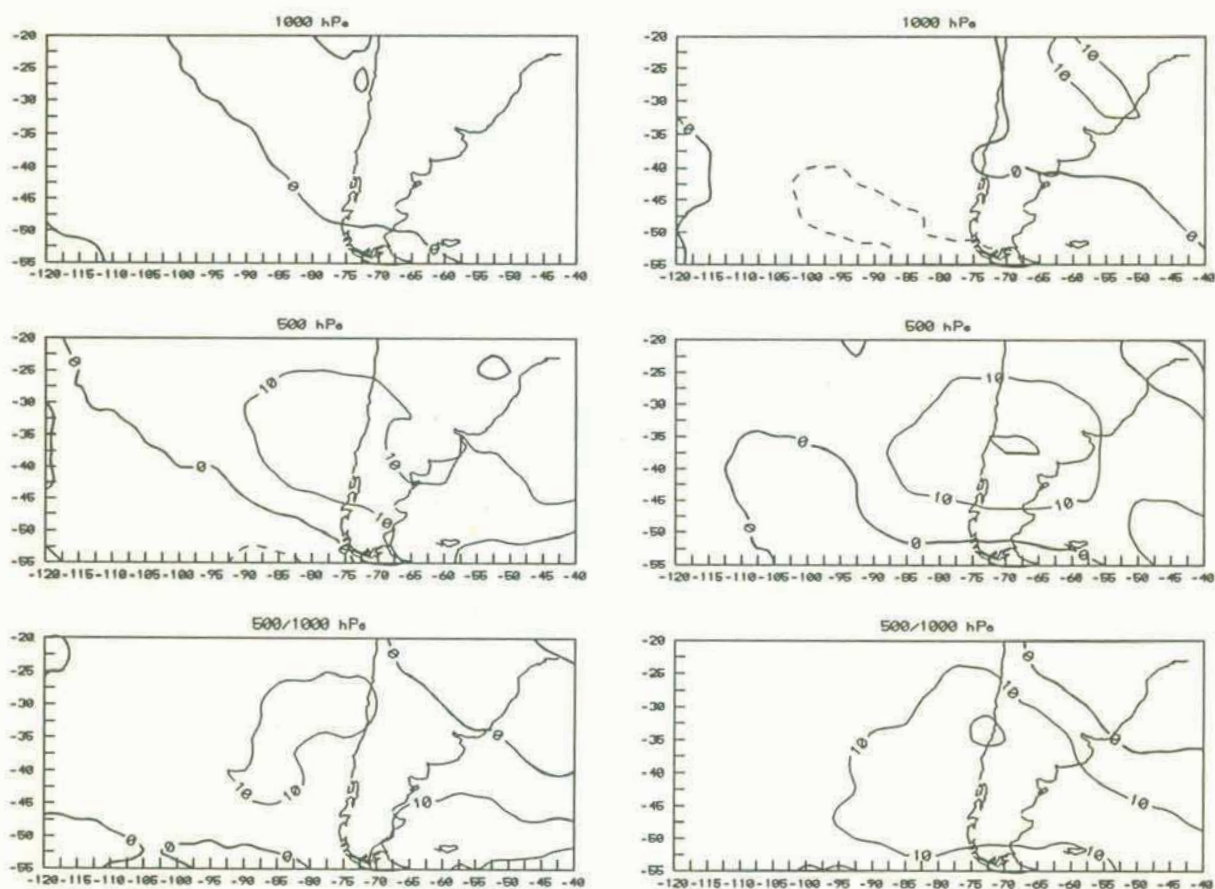


**Figura 4.20:** Cortes verticales temporales promedio de temperatura (izquierda) y altura geopotencial (derecha) en las estaciones Resistencia (arriba) y Ezeiza (abajo), para los casos de ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino. Las abscisas positivas (negativas) indican días posteriores (previos) a las ciclogénesis. Las ordenadas representan niveles fijos de presión ( $\times 10^{-2}$  hPa). Las líneas rayadas indican anomalías negativas y las continuas valores positivos. Las isotermas están trazadas cada  $1^{\circ}\text{C}$  y las isohípsas cada 20 mgp

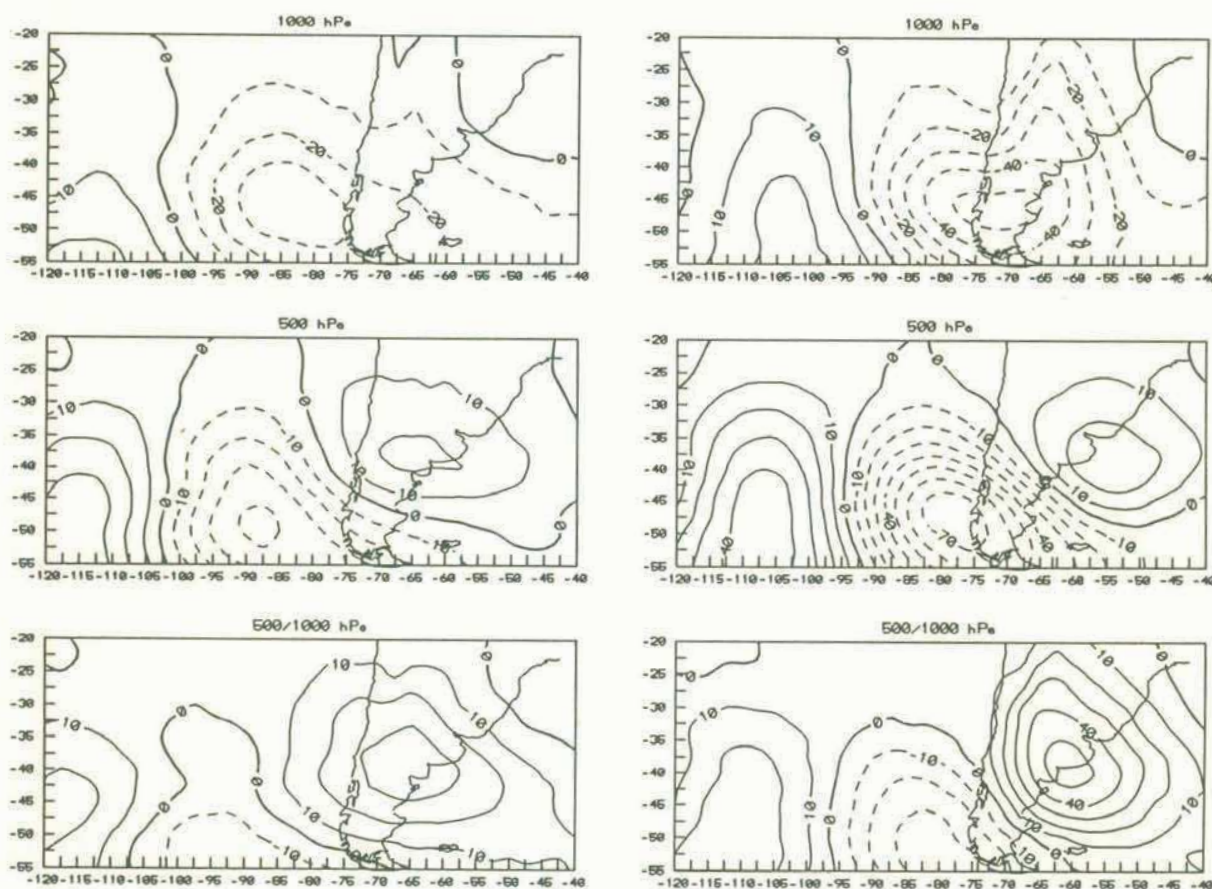


**Figura 4.21:** Cortes verticales temporales promedio de temperatura (izquierda) y altura geopotencial (derecha) en las estaciones Córdoba (arriba) y Mendoza (abajo), para los casos de ocurrencia de ciclogénesis en el Litoral Argentino.

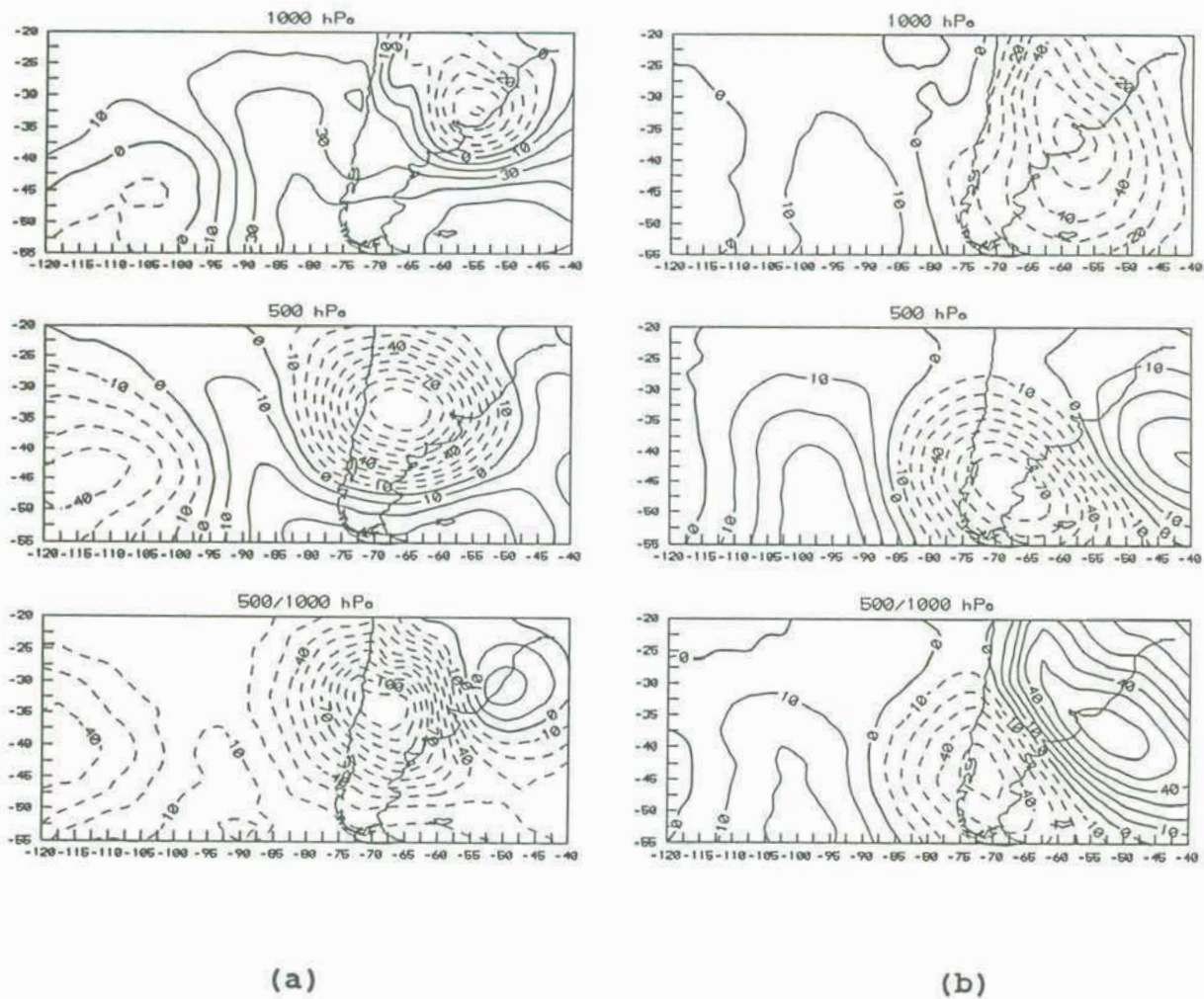




**Figura 4.22:** Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en m) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al quinto (izquierda) y cuarto (derecha) día previo a la ocurrencia de mínimos de presión en Ezeiza.

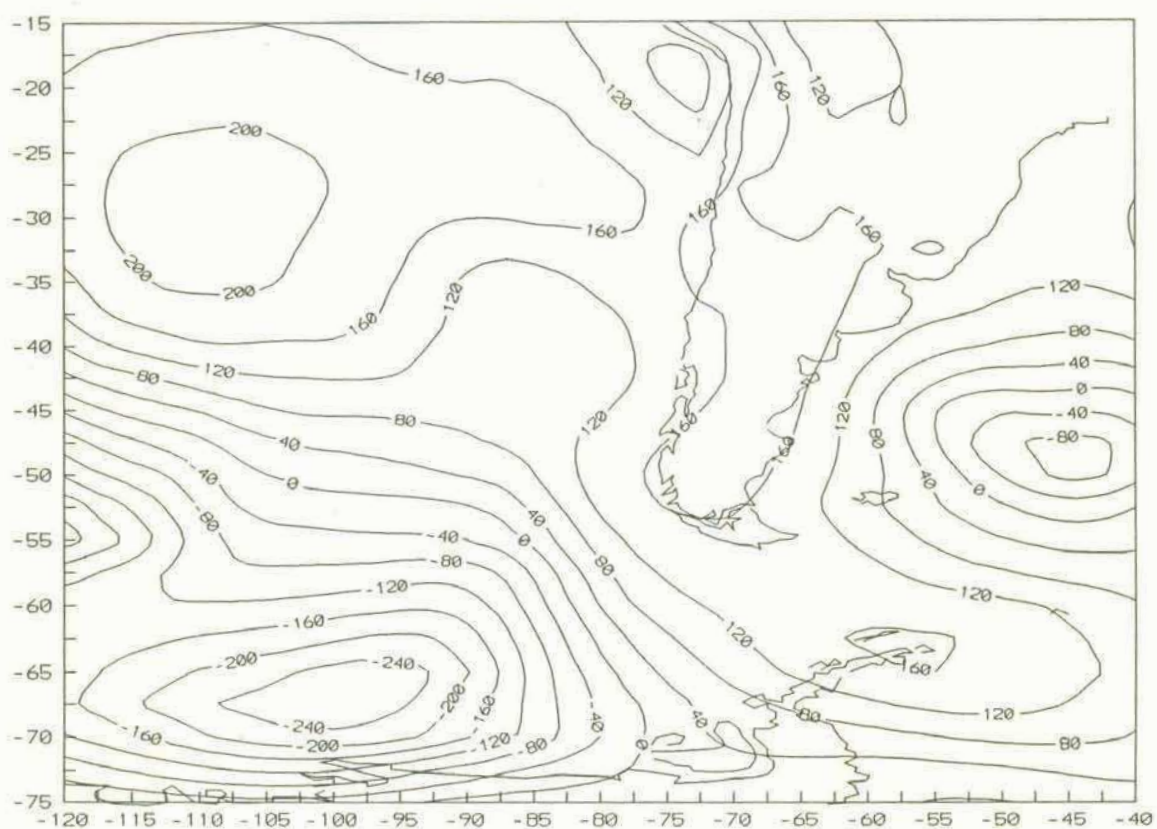


**Figura 4.23:** Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al segundo (izquierda) y primer (derecha) día previo a la ocurrencia de mínimos de presión en Ezeiza.

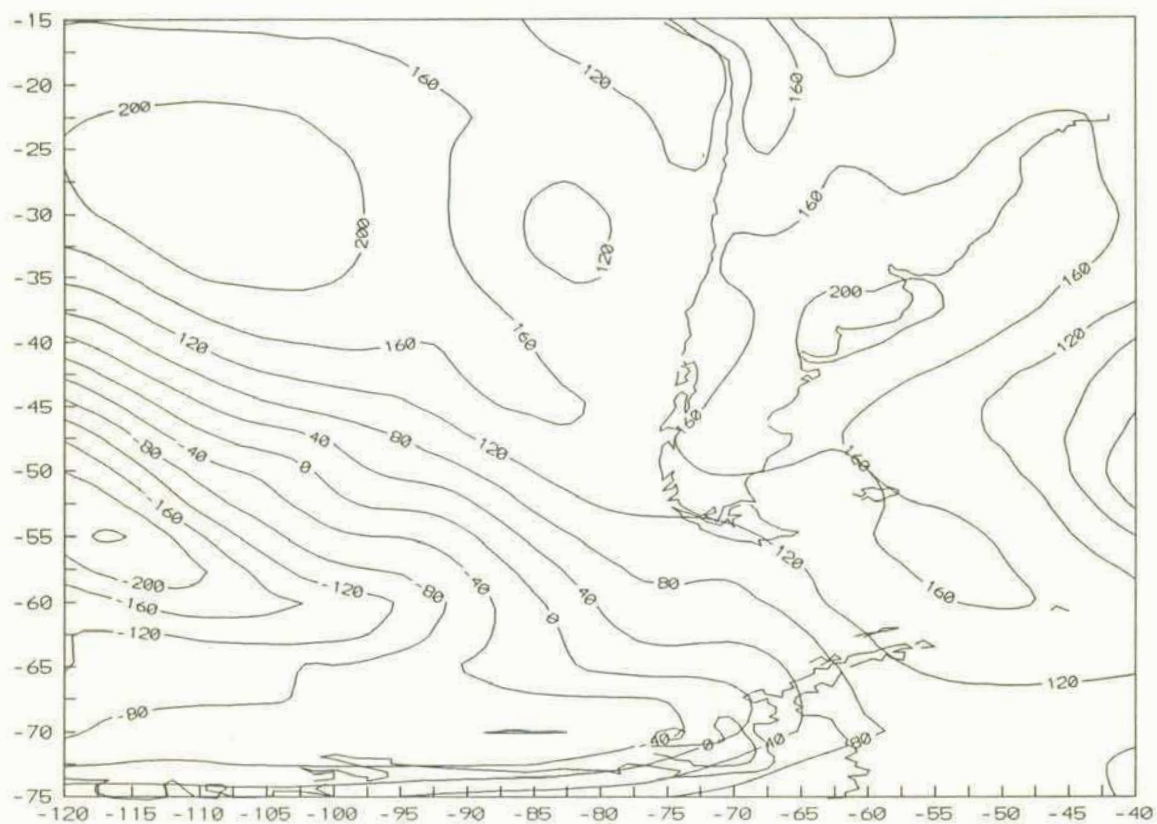


**Figura 4.24:** (a) Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al día de la ocurrencia de ciclogénesis estivales sobre el Litoral Argentino. (b) Idem (a) para la ocurrencia de mínimos de presión en Ezeiza.

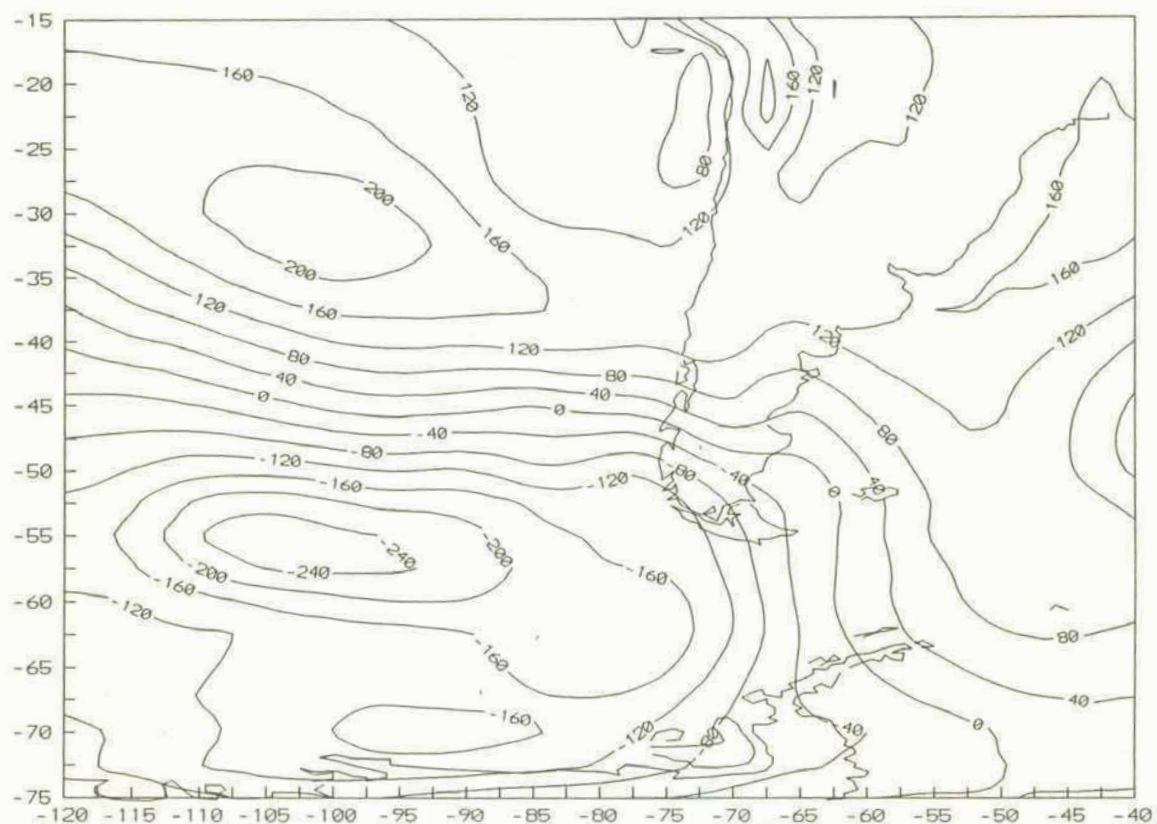




**Figura 4.25:** Campo de altura geopotencial (m) en el nivel de 1000 hPa, correspondiente al día 28 de junio de 1983 (12 UTC).

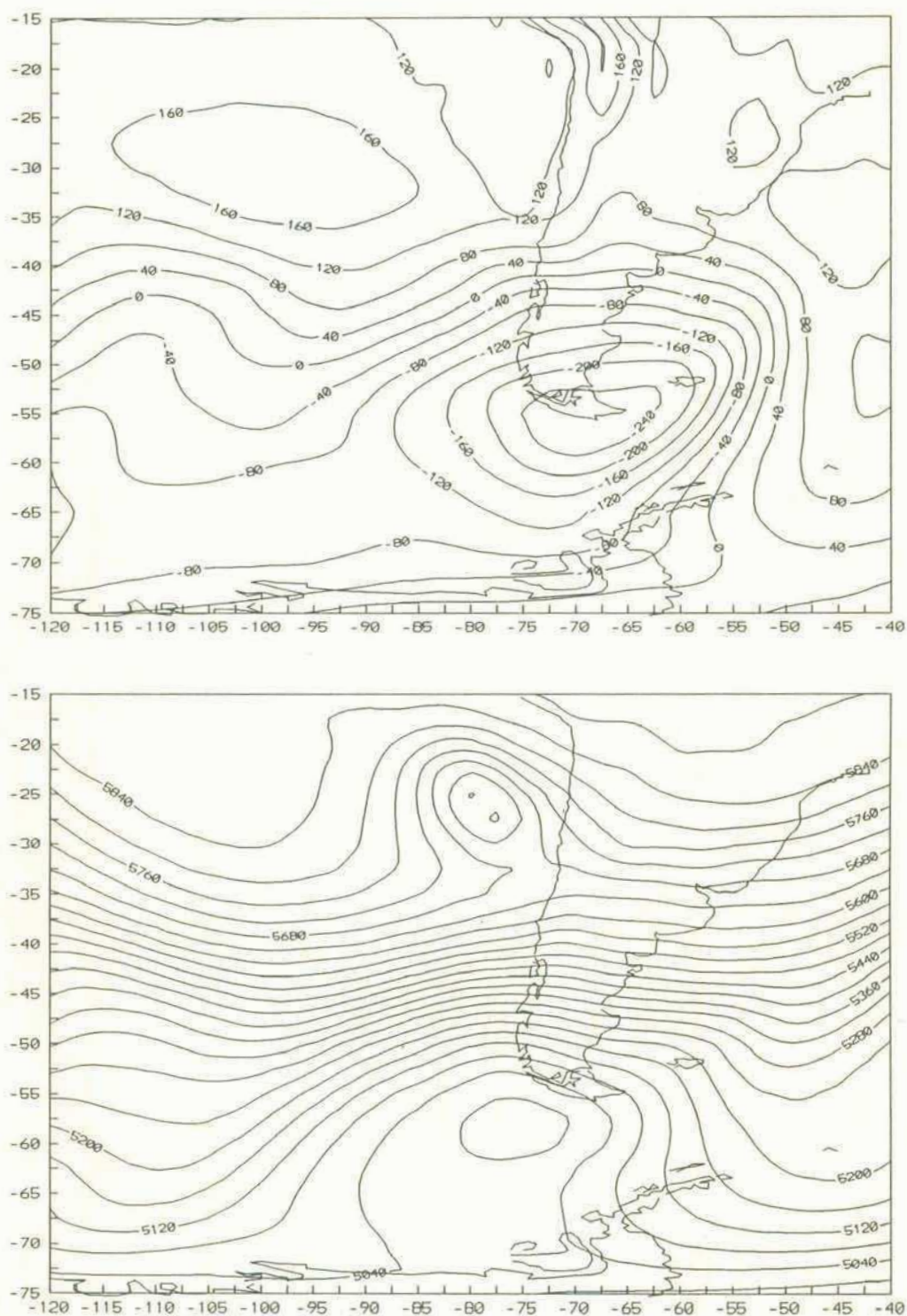


**Figura 4.26:** Campo de altura geopotencial (m) en el nivel de 1000 hPa, correspondiente al día 29 de junio de 1983 (12 UTC).



**Figura 4.27:** Campo de altura geopotencial (m) en el nivel de 1000 hPa, correspondiente al día 30 de junio de 1983 (12 UTC).

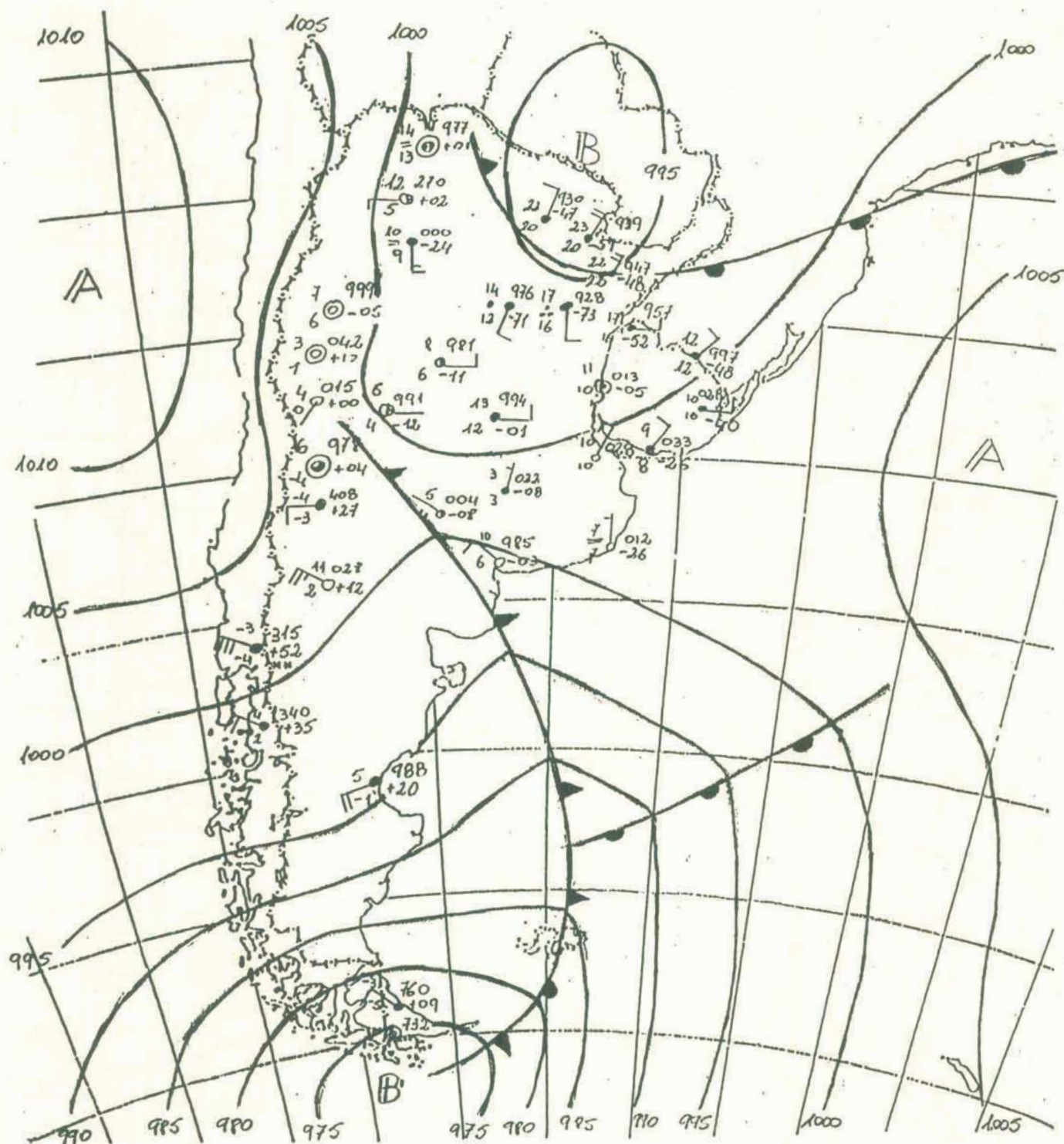




**Figura 4.28:** Campo de altura geopotencial (mcp) en el nivel de 1000 (arriba) y 500 hPa (abajo), correspondiente al día 1° de julio de 1983 (12 UTC).



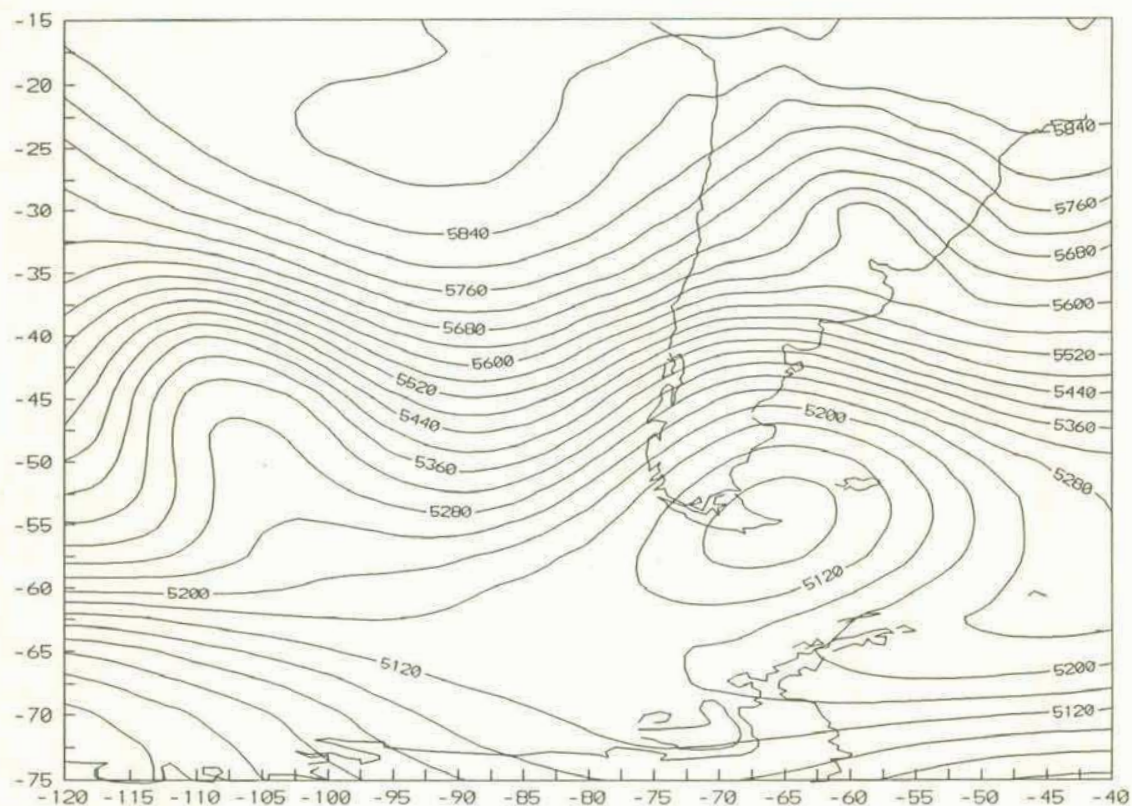




**Figura 4.30:** Reanálisis del mapa de presión en superficie (hPa) correspondiente al día 2 de julio de 1983 (6 UTC).

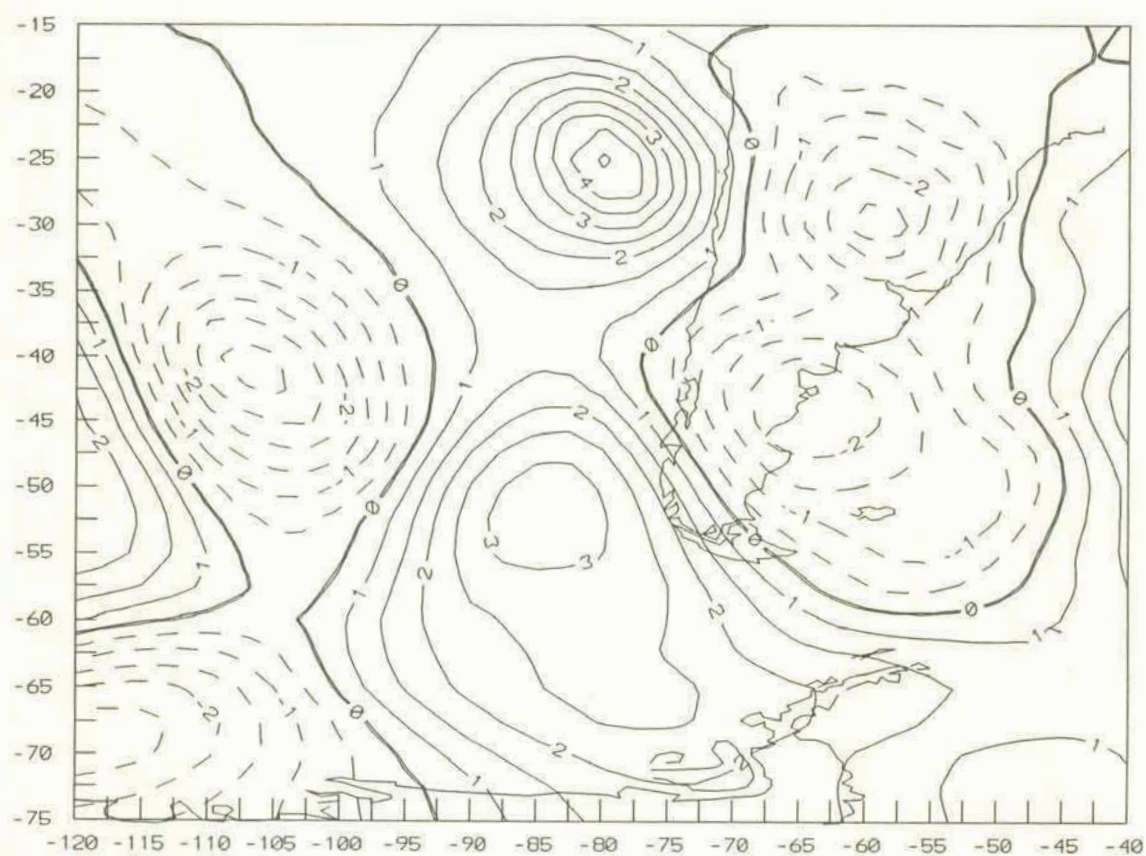






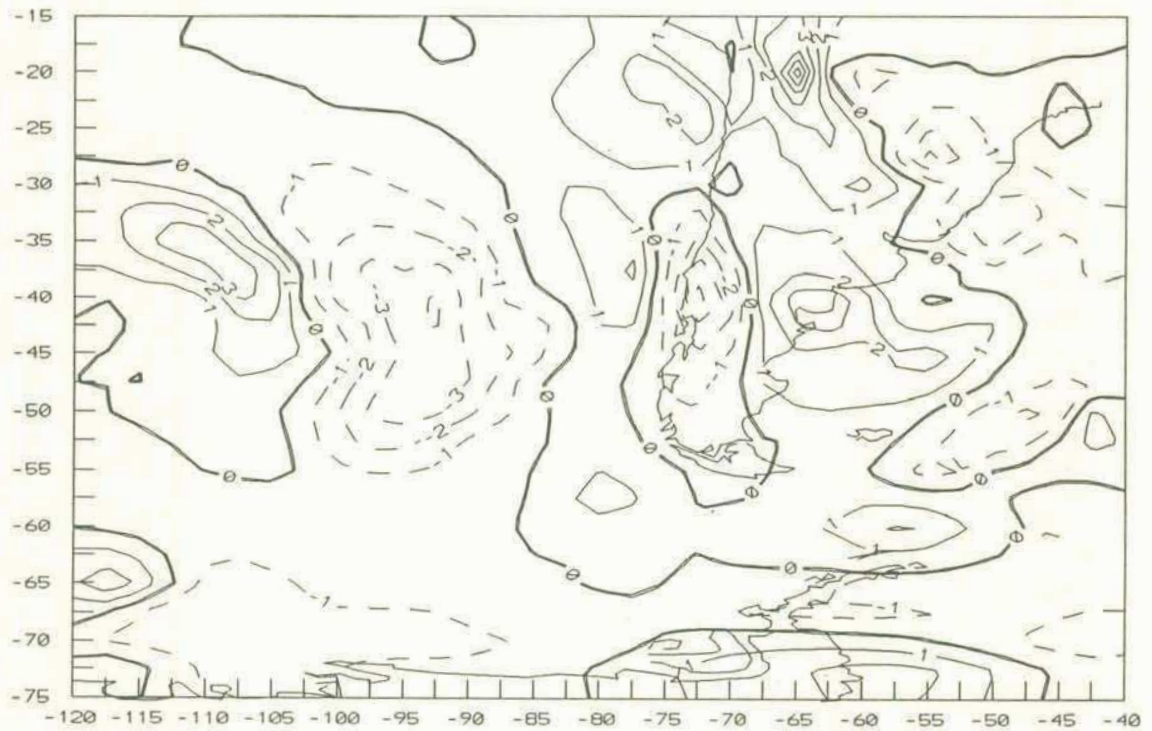
**Figura 4.32:** Campo de altura geopotencial (mgs) en el nivel de 500 hPa, correspondiente al día 2 de julio de 1983 (12 UTC).



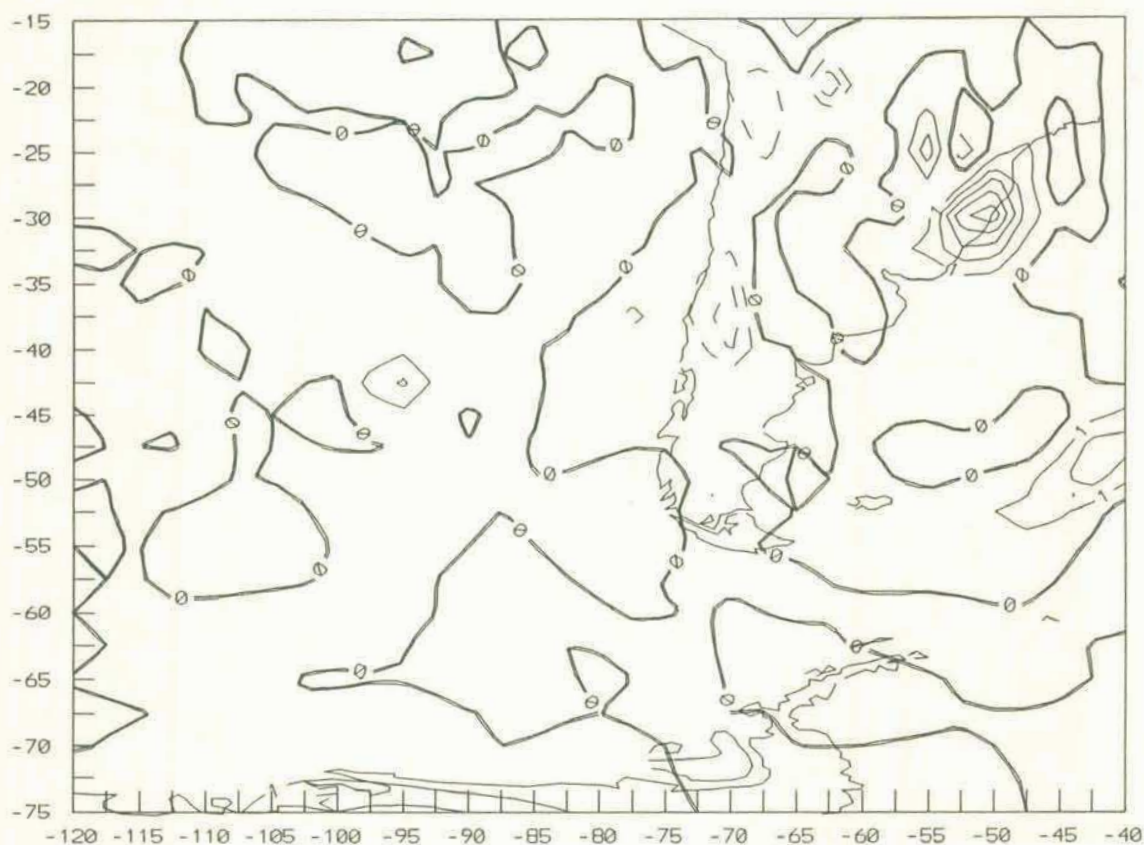


**Figura 4.33:** Tendencias medias de presión en superficie producidas por efecto de la variación del nivel de 500 hPa. Las isolíneas están trazadas cada 0.5 hPa/3h

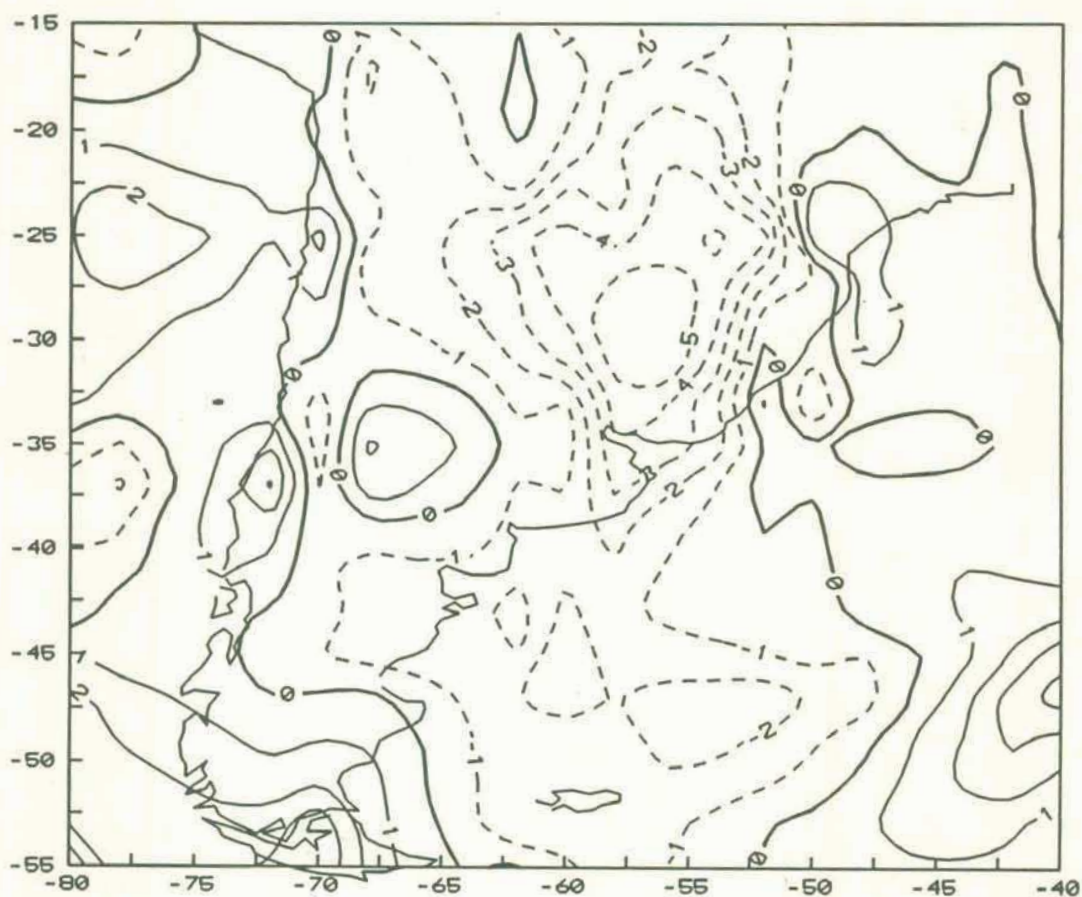




**Figura 4.35:** Tendencias trihorarias de presión en superficie correspondientes al día 2 de julio de 1983 (12 UTC), producidas por efecto de la advección de espesor. Las isolíneas están trazadas cada 1 hPa/3h

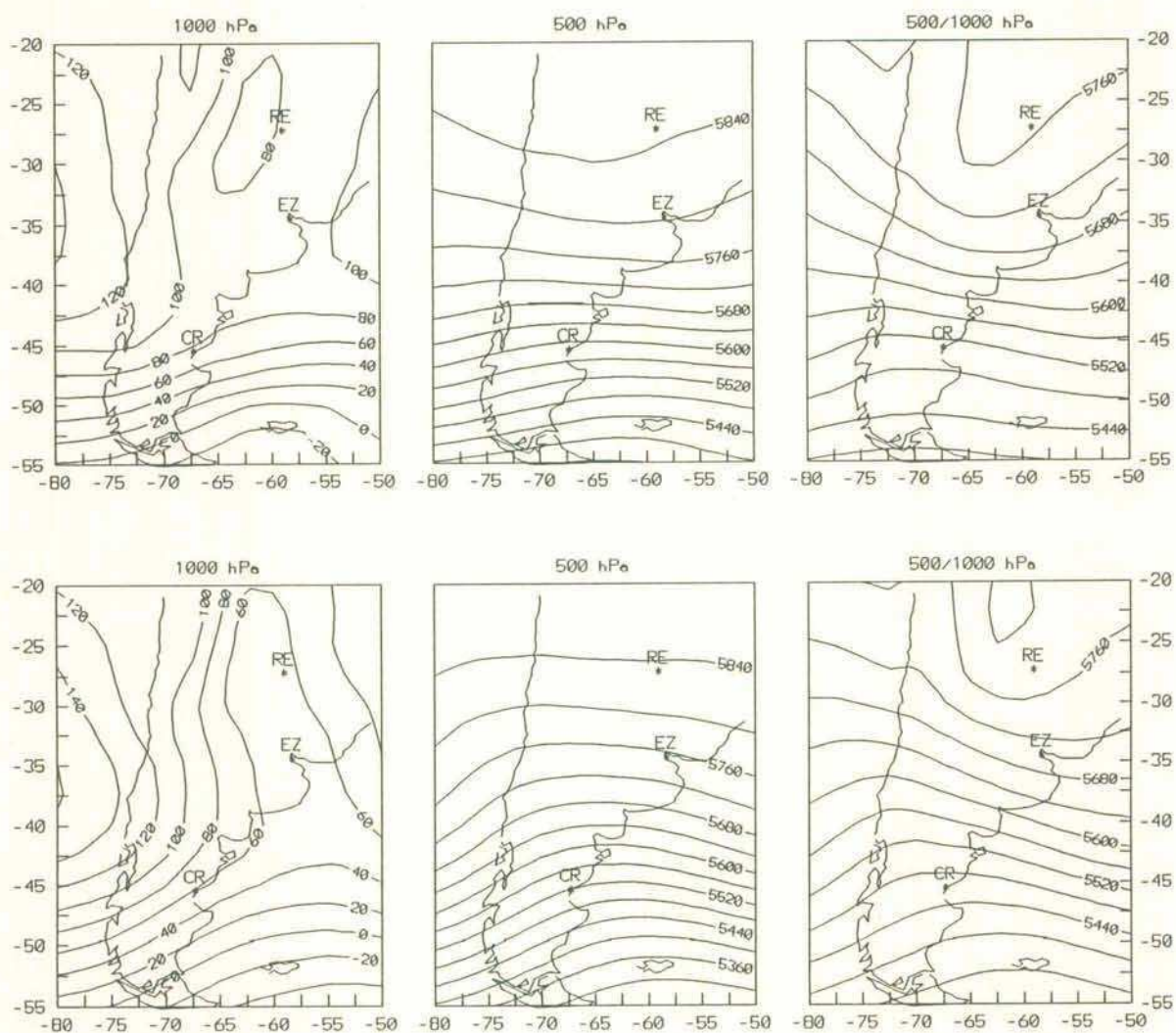


**Figura 4.36:** Tendencias trihorarias de presión en superficie producidas por efecto del movimiento vertical. Las isolíneas están trazadas cada 0.5 hPa/3h

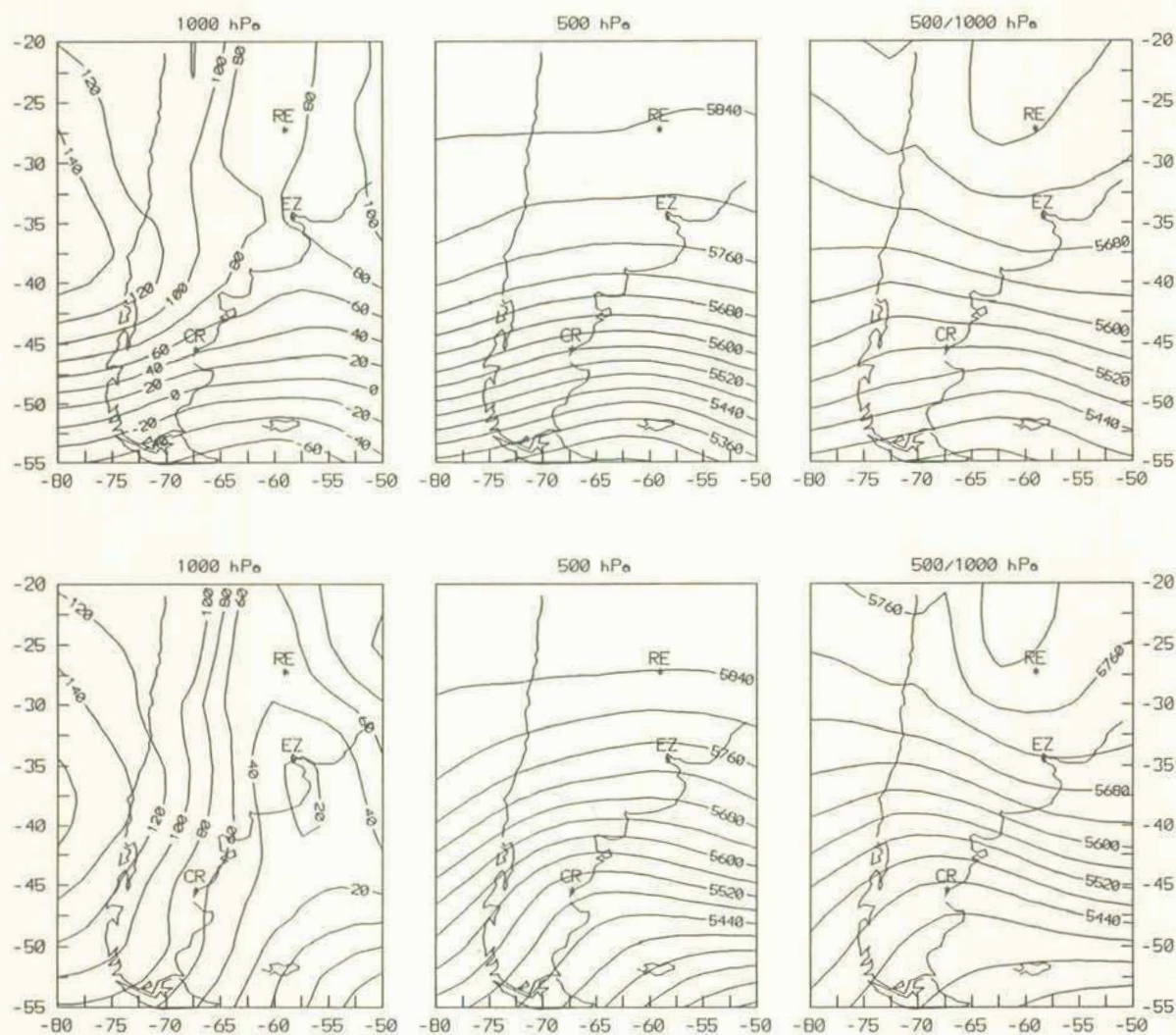


**Figura 4.37:** Tendencias trihorarias de presión en superficie, producidas por la variación del nivel de 500 hPa, la advección de espesor, los movimientos verticales y la precipitación. Las isolíneas están trazadas cada 1 hPa/3h



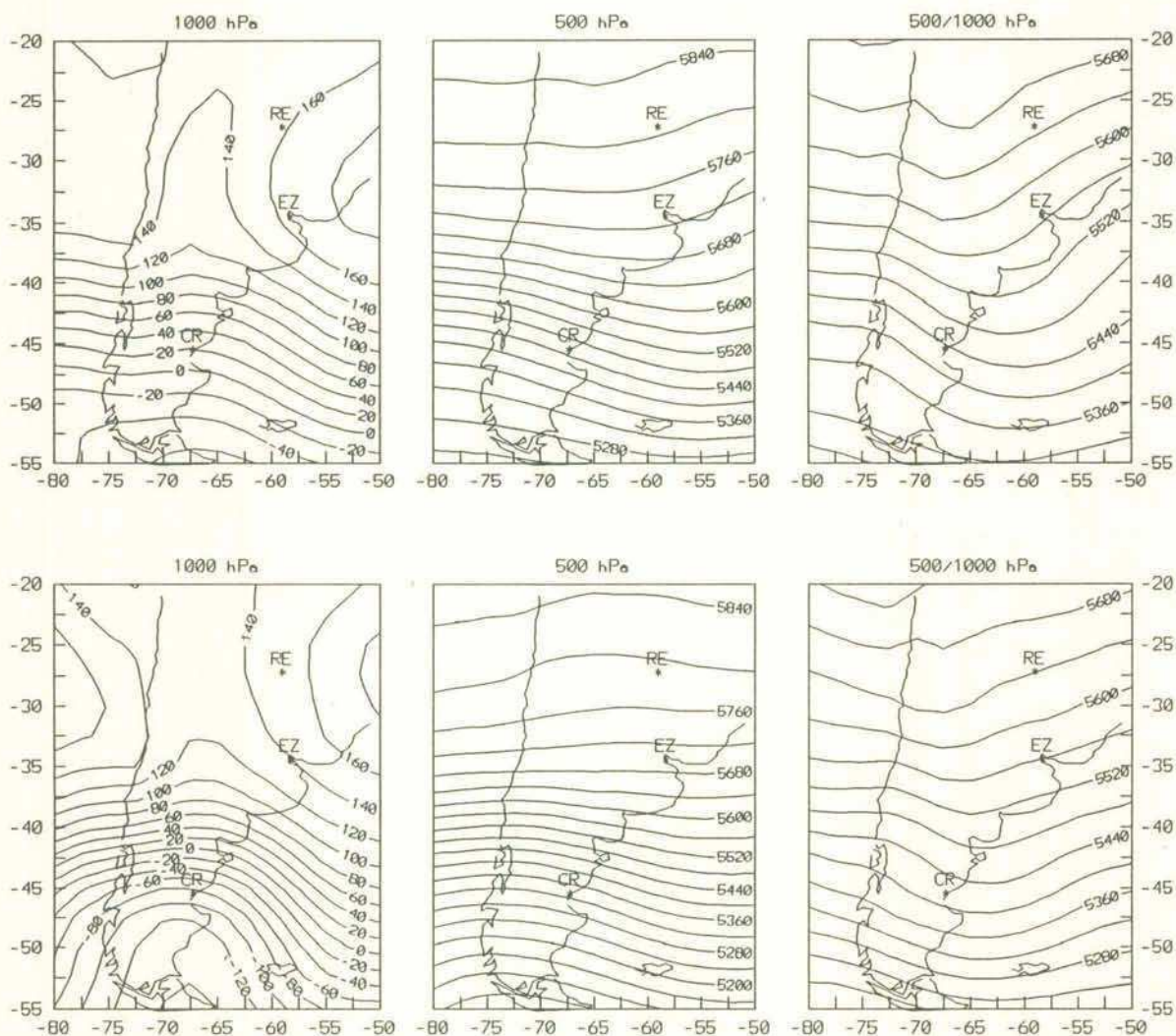


**Figura A.1:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa (izquierda) y 500 hpa (centro), y de espesor 500/1000 hpa (derecha), correspondientes a pasajes de *mínimos* de presión débiles (arriba) e *intensos* (abajo) por *Resistencia en verano*.



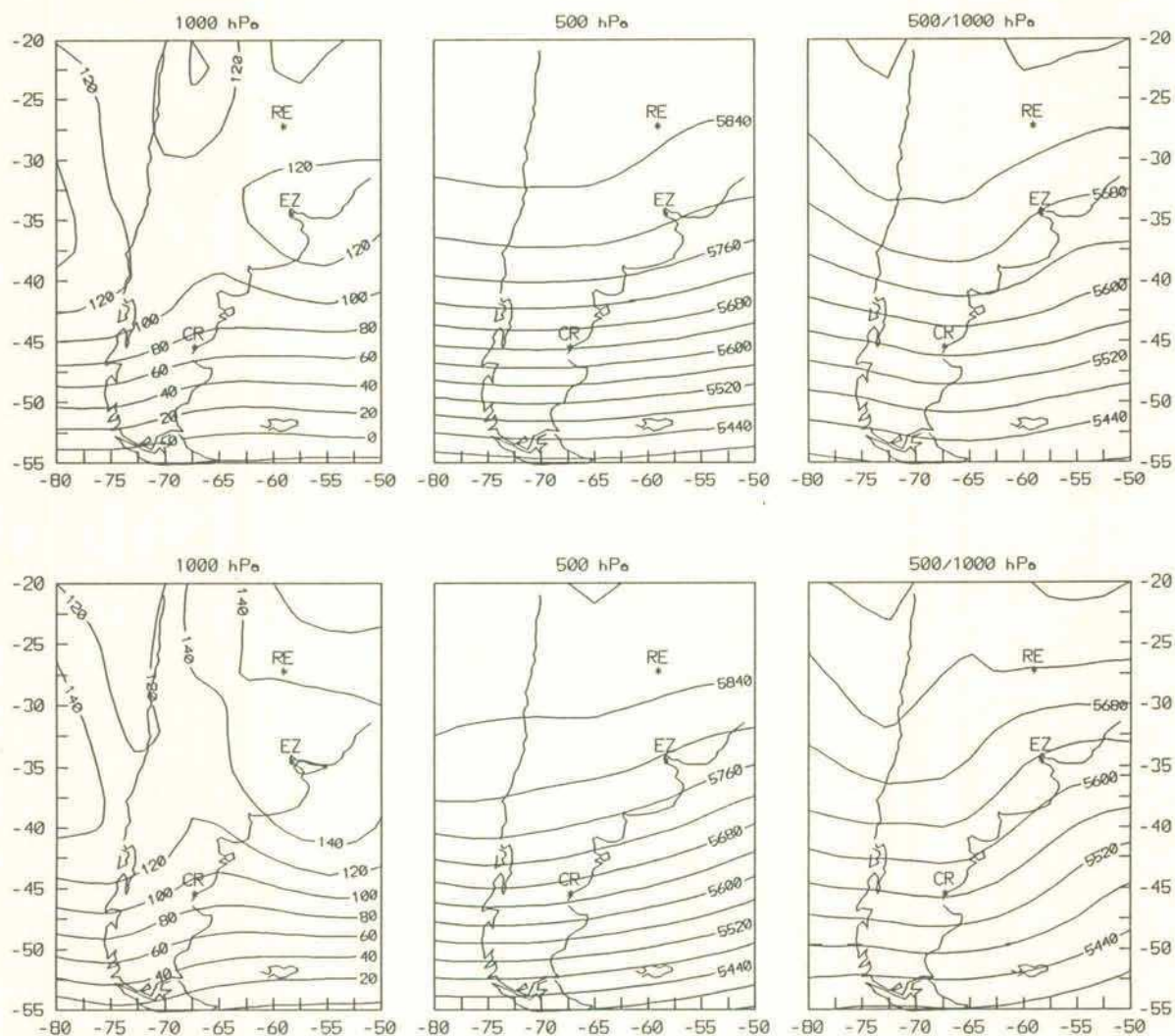
**Figura A.2:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa (izquierda) y 500 hpa (centro), y de espesor 500/1000 hpa (derecha), correspondientes a pasajes de *mínimos* de presión débiles (arriba) e *intensos* (abajo) por Ezeiza en verano.



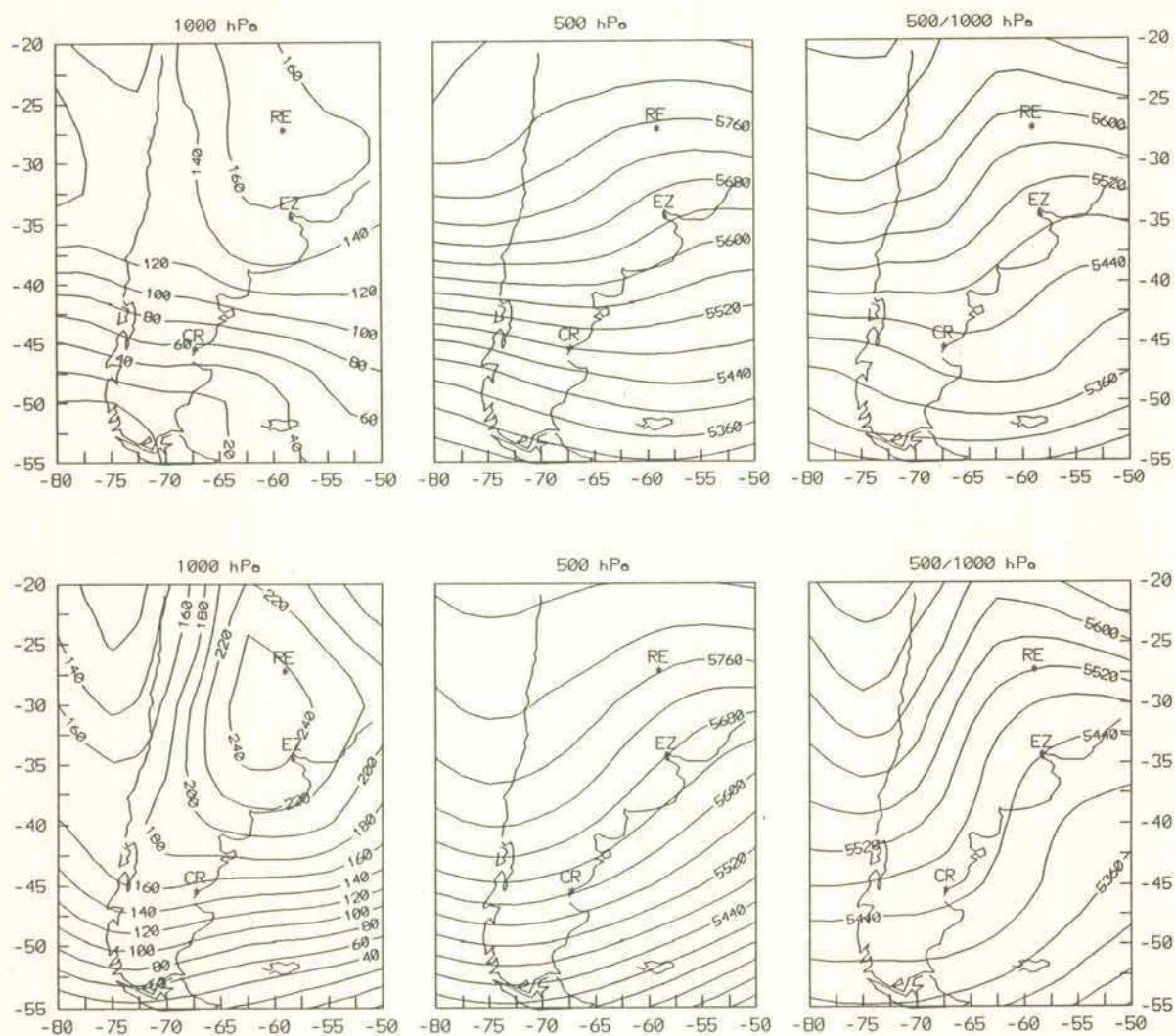


**Figura A.3:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa (izquierda) y 500 hpa (centro), y de espesor 500/1000 hpa (derecha), correspondientes a pasajes de *mínimos de presión débiles* (arriba) e *intensos* (abajo) por *Comodoro Rivadavia* en *invierno*.



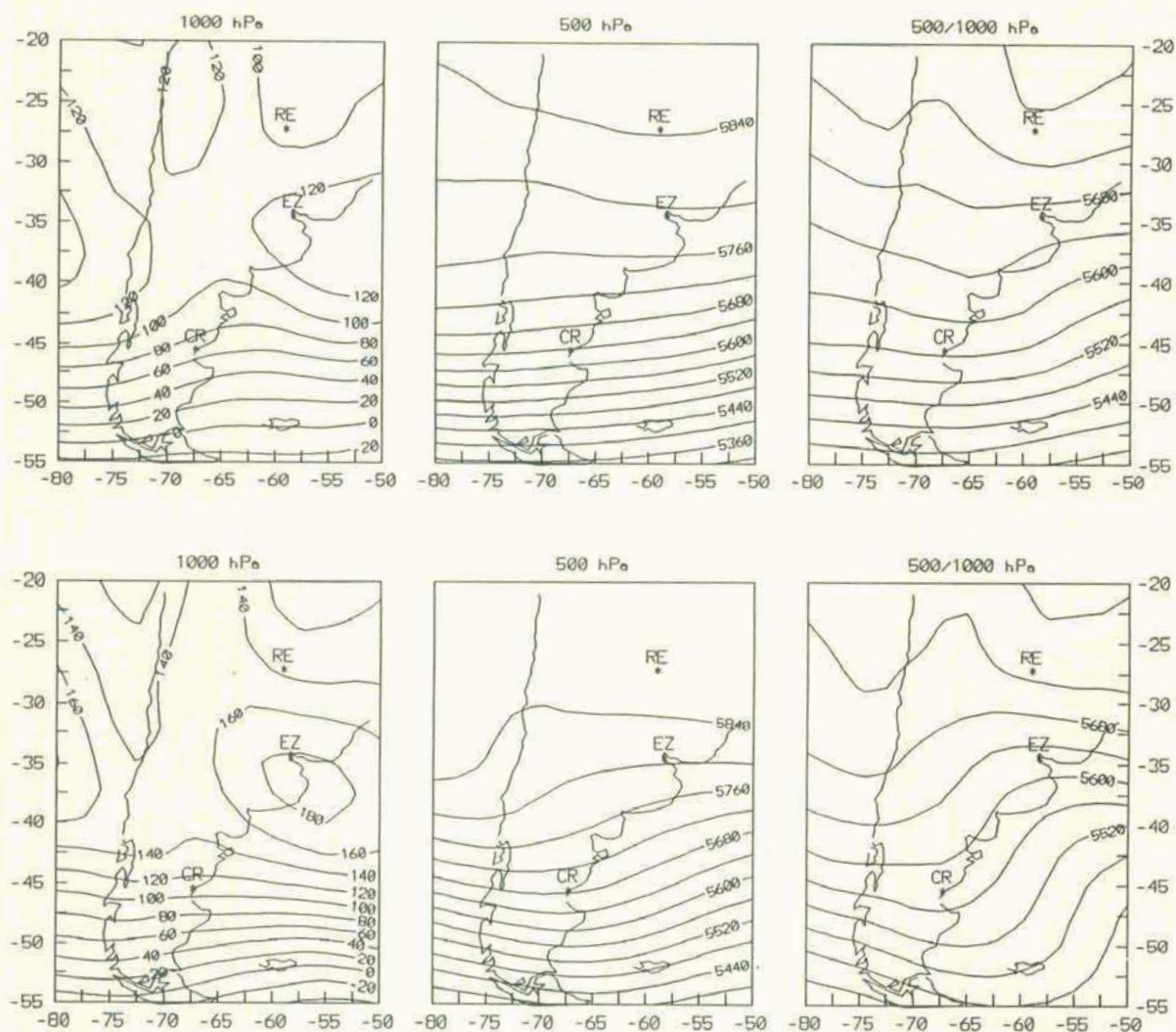


**Figura A.4:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa (izquierda) y 500 hpa (centro), y de espesor 500/1000 hpa (derecha), correspondientes a pasajes de *máximos de presión débiles* (arriba) e *intensos* (abajo) por *Resistencia* en *verano*.



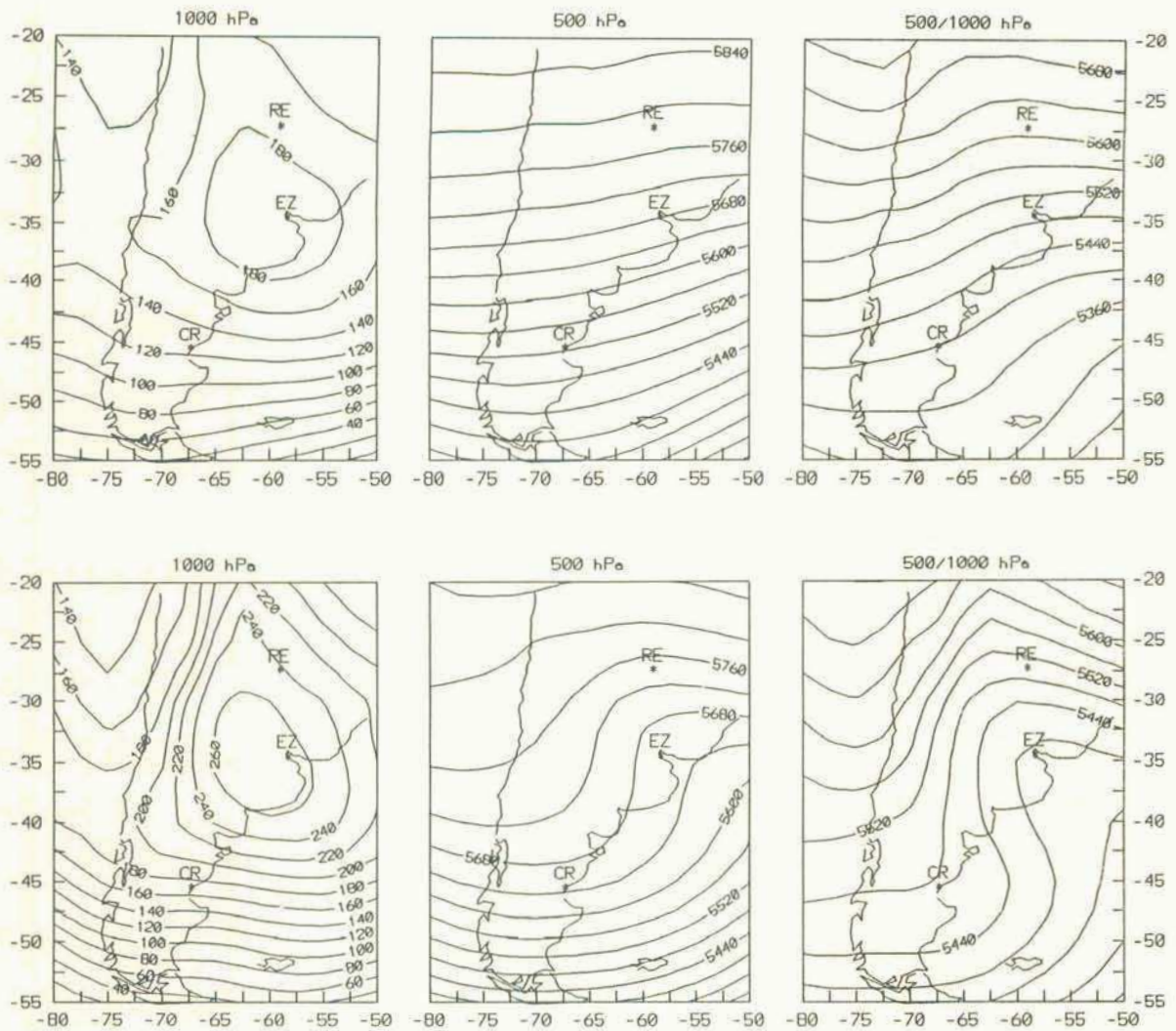
**Figura A.5:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa (izquierda) y 500 hpa (centro), y de espesor 500/1000 hpa (derecha), correspondientes a pasajes de *máximos* de presión débiles (arriba) e *intensos* (abajo) por Resistencia en invierno.



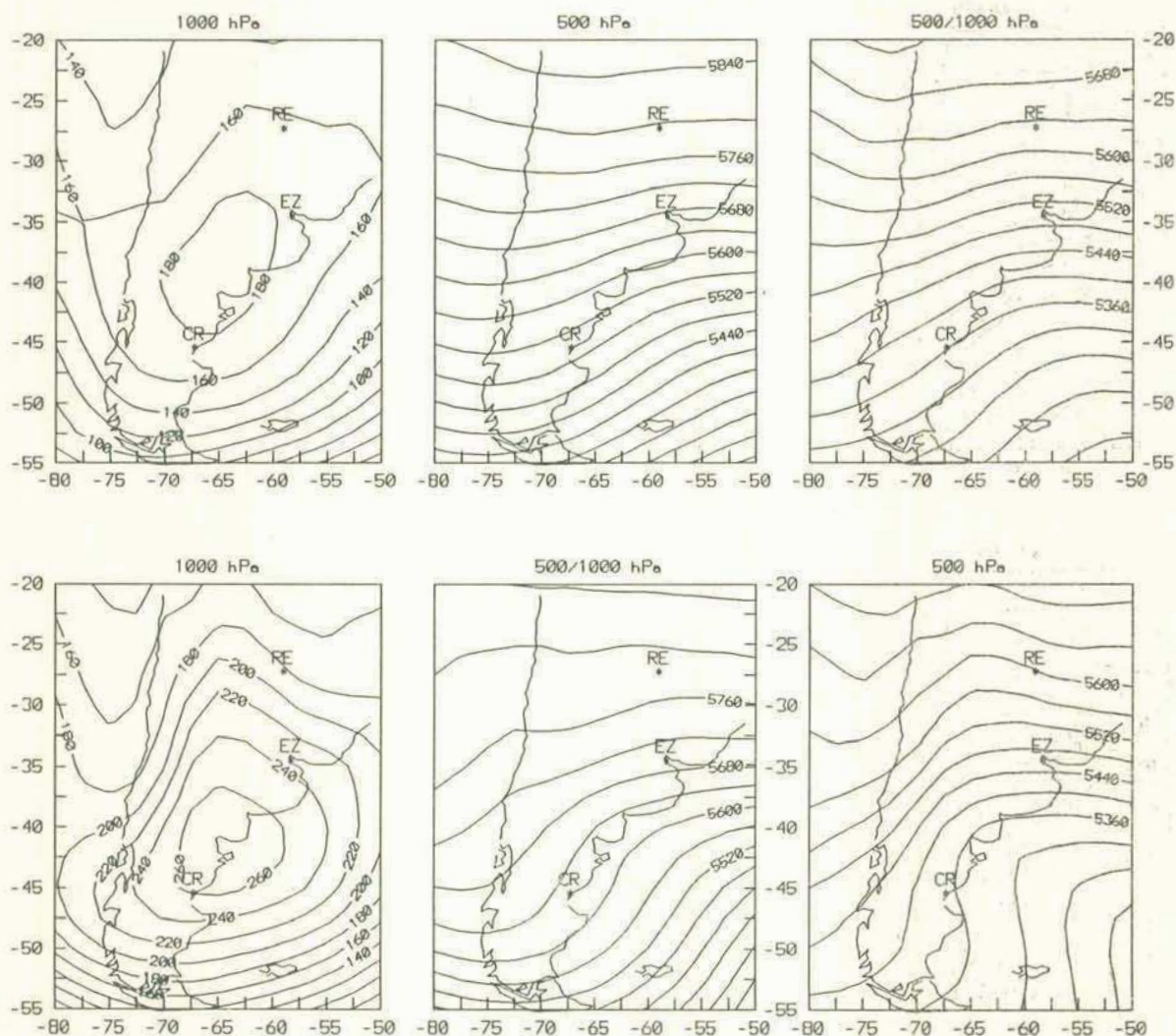


**Figura A.6:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa (izquierda) y 500 hpa (centro), y de espesor 500/1000 hpa (derecha), correspondientes a pasajes de *máximos de presión débiles* (arriba) e *intensos* (abajo) por Ezeiza en verano.





**Figura A.7:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa (izquierda) y 500 hpa (centro), y de espesor 500/1000 hpa (derecha), correspondientes a pasajes de *máximos de presión débiles* (arriba) e *intensos* (abajo) por Ezeiza en invierno.



**Figura A.8:** Campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 hpa (izquierda) y 500 hpa (centro), y de espesor 500/1000 hpa (derecha), correspondientes a pasajes de *máximos* de presión débiles (arriba) e intensos (abajo) por Comodoro Rivadavia en invierno.